



Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (2 S), Nord-Ouest argentin.

Marc de Urreiztieta

► To cite this version:

Marc de Urreiztieta. Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (2 S), Nord-Ouest argentin.. Tectonique. Université Rennes 1, 1995. Français. NNT: . tel-00675903

HAL Id: tel-00675903

<https://theses.hal.science/tel-00675903>

Submitted on 2 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

U. URREIZTIETA

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-71-8

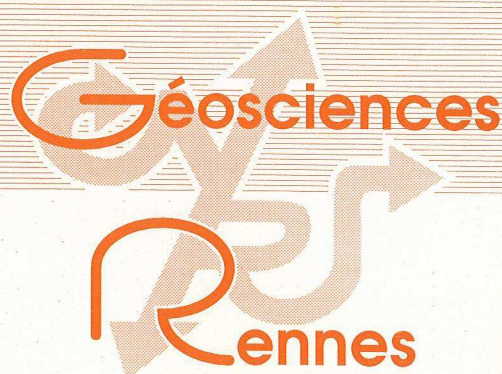
**tectonique néogène
et bassins transpressifs
en bordure méridionale
de l'Altiplano-Puna (27°S)**

Nord-Ouest argentin

MEMOIRES

1996

n° 72



MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 72

Marc de URREIZTIETA

**Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale
de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 8 Décembre 1995**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1995

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-71-8

1995

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042-RENNES Cédex (France)

Marc de URREIZTIETA

Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 72, 311 p.

à Charles Bonnerot,
à Hughes Bouhallier,

*Nul Homme n'est une Isle complète en soy-
mesme; tout Homme est un morceau de Continent,
une part du tout; [...] la mort de tout Homme me
diminue, parce que je suis solidaire du Genre
Humain. Ainsi donc, n'envoie jamais demander:
pour qui sonne le glas; il sonne pour toi.*

John Donne.

Remerciements

L'Institut National des Sciences de l'Univers a financé l'ensemble des missions dans la Cordillère des Andes (Programme "Dynamique et Bilan de la Terre" (DBT-INSU 3-25). Le projet "Tectoscope Andes " (INSU) a facilité l'acquisition des images satellitaires Spot utilisées pour cette étude. Une campagne de terrain en 1994 s'inscrivant dans le projet "Andean Tectonics of Argentina" commun aux universités de Buenos Aires, Oxford et Rennes 1 (N° C11*-CT93-0091 DG12HSMU) a été soutenue matériellement par la Communauté Européenne.

Merci à Géosciences Rennes

En premier lieu, je salue l'Andean Team: don Claudio le Corre-Caminos, El Titular, don Pedro Roberto, la Chauvin reine de Villa Unión, Pierrick Roperch el perforador, Laurent Aubry, el gordo fueguino Marcos Diraison, la Infanta Isabel Coutand. Je remercie mon SAMU de dernière minute: la Nicollin, le Moriceau. Merci aux derniers dinosauriens du ductile et à leurs petits de m'avoir accueilli au sein de leur équipe. P. Choukroune (Zeus), J.P. Brun (le Calife), P. Davy (le Vizir), J.L. Lagarde, Michelo Balaise, Ved, Dimitrios le suédois, O. Merle, P. Jegouzo et son collègue, O. Dauteuil, T. Napalm, D. El Cardon, le Mauduit (Candel), Pito, Yves Quété, Abder mon frère, Π. Γωτιε (l'orthographe est de Moriceau), El Boufetto, Jean-Charles Thomas le Soviet, Ronan (Top Gun), Ramón el mejor, Sergueï (BrF5), Catherine et Nicko, Bor, Petrol, le Bourgeois gentilhomme, Delphine Roubixcube, la Robin, el Cravo, Michel le Corse, Isabelle et Günther, Yves-Haroun et Françoise Bessec, JJK, Rajaa ma sœur, Black Jack, le Doge, le Petit Bonnet, le gendarme Outin, Eric Thomas, François (je veux dire), El Feneco, Erwann et la Bidou, le citoyen Jean, le Touchard, Claudio Lima et Elen, le Querouac et ses clopes, le Bourg et sa femme, Véro, Mohamed, el sargento García, les pétrologistes et géochimistes, les géophysiciens, les paléontologues. Et Nguyen Manh Hung!!!

Merci à Marie-Paule, Adèle, Marie-Thérèse, Arlette, M.H., c'est-à-dire Cécile et ses girls. Michel Lautram, Michel Lemoine, Annick, Monsieur Lhuissier et tous les autres.

Ringraziamenti

Claudio Faccenna, Guilia Goracci Bachman, Lidia e Federico Faccenna, Gaia, Simone, Gemma, Lucrezia, Michele, Laura, Sveva, Massimo, Asunta et Senatus Populus Que Romanus.

Agradecimientos

Gracias a la Argentina por su exquisita carne (bife de lomo, asado de tira, chinchulin, tripa gorda, etc...).

Deseo agradecer al "ilustrísimo y magnífico" Profesor Doctor E.A. Rossello, a su esposa Marisa y a sus hijos Esteban y Clara por su hospitalidad en Buenos Aires. Agradezco a Marcos Mozetic por su colaboración y por el crucero en el Río de la Plata. Dejo constancia de mi reconocimiento al Doctor Luis Navarro García de la Universidad Nacional de Catamarca, quien proporcionó gentilmente el apoyo material durante mis viajes al campo en las Provincias del Norte de la Argentina (Virreinato de Alto Perú!!). Agradezco a mis amigos catamarqueños don Paco Díaz, Oscar Córdoba, Susana Fuentes, don Benito Rios y don Miguel Ledesma. No quiero agradecer al Ingeniero Bustamante (Dirección de Vialidad de la Provincia de la Rioja) quien interrumpió y complicó nuestro trabajo en la Quebrada de la Troya (espero que se haya jubilado!!).

Este trabajo pudo llevarse a cabo gracias también al apoyo logístico brindado por varios Departamentos de la Universidad de Buenos Aires. Se agradece al Profesor E. Linares (INGEIS) como así también al Profesor A. Massabie (Departamento de Ciencias Geológicas). Quiero mencionar en éste párrafo las útiles discusiones referidas a los Bolsones del Noroeste de Argentina con los investigadores del Laboratorio "Daniel Valencio (F. Vilas, El Indio Ré, etc...).

Deseo expresar mi agradecimiento a los Vascos de ultramar del centro Laurak Bat de Buenos Aires. Gracias a don Paco Jimenez, por los fines de semana en el Delta del Tigre, a don Juan Iguain Azurza por su bacalao y a don Nicomedes Iguain Azurza por su hospitalidad en el Laurak Bat. Gracias al "gordo" Jorge Porcel (h) y Adrián Castell por las risas en el Subte y en los taxis porteños.

Para no olvidar a los peninsulares, agradezco a Teresa Román Berdiel, Antonio Casas-Sainz, Luis Eguiluz, Arturo Ipraiz y al Señor Ponce de León por sus visitas en el laboratorio de Géosciences Rennes.

Por último, mil gracias a la "tribu" Urreiztieta y especialmente a Josetxu por haberme dado la pasión loca de las rocas. Un abrazo fuerte a mis amigos de Aru Etxea.

Aknowledgments

I am indebted to S.H. Lamb from Oxford University for giving me the opportunity to go on working in the Central Andes. Discussions and cooperation with S.H. Lamb, L Hoke and C. Jones have greatly enhanced this study. Furthermore, I wish to thank Catrin and Ryahnon, for their generous help in Bolivia.

Chapitre III. Analyses structurale et cinématique de la limite sud-est de la Puna argentine	83
III.1. Topographie et structures régionales	85
<i>III.1.1. Topographie.</i>	
<i>III.1.2. Structures compressives régionales</i>	
<i>III.1.3. Bilan</i>	
III.2. Analyse de données de sismique réflexion pétrolière	101
<i>III.2.1. Traitement des données originales</i>	
<i>III.2.2. Identification des réflecteurs sismiques</i>	
<i>III.2.3. Interprétation des profils</i>	
<i>III.2.4. Carte des isobathes du toit du socle cristallin</i>	
<i>III.2.5. Restauration des coupes régionales interprétatives</i>	
<i>III.2.6. Bilan de l'étude des informations de sub-surface</i>	
III.3. Analyse des populations de failles	119
<i>III.3.1. Échantillonnage</i>	
<i>III.3.2. Méthode d'analyse adoptée</i>	
<i>III.3.3. Âge de la déformation</i>	
<i>III.3.4. Présentation des résultats</i>	
<i>III.3.5. Bilan</i>	
III.4. Restauration numérique en plan	132
<i>III.4.1. Principe de la méthode de restauration en plan</i>	
<i>III.4.2. Champ de déplacements relatifs et déformation finie.</i>	
<i>III.4.3. Bilan de la restauration numérique</i>	
Chapitre IV. Synthèse des résultats, discussion	153
IV.1. Dynamique des bassins néogènes et propagation du front de déformation andine	155
<i>IV.1.1. Age de la déformation dans le secteur étudié</i>	
<i>IV.1.2. Propagation du front andin</i>	
<i>IV.1.3. Évolution des bassins néogènes</i>	
<i>IV.1.4. Déformation progressive du socle cristallin</i>	
<i>IV.1.5. Cinématique à la limite méridionale de la Puna (27°S)</i>	
<i>IV.1.6. Transpression et bassins compressifs</i>	
<i>IV.1.7. Conclusions</i>	
IV.2. Place de la limite méridionale de la Puna (27°S) dans la géodynamique des Andes centrales	170
Conclusions Générales	177
<i>Cinématique néogène de l'orocline bolivien</i>	
<i>Processus d'épaississement crustal</i>	
<i>Influence de l'Altiplano-Puna sur la cinématique intraplaque</i>	

- S O M M A I R E -

Introduction	1
Chapitre I. Modèles d'évolution géodynamique des Andes centrales	
Synthèse bibliographique, problématique et objectifs	7
I.1. Contexte tectonique général et morphologie des Andes centrales	9
<i>I.1.1. Contexte tectonique général</i>	
<i>I.1.2. Présentation de la morphologie des Andes centrales (5°S-46°S)</i>	
<i>I.1.3. Problématique</i>	
I.2. Zone de subduction et déformation continentale	15
<i>I.2.1. Caractère contraignant de la subduction péruvo-chilienne</i>	
<i>I.2.2. Orientation et taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud</i>	
<i>I.2.3. Segmentation du panneau plongeant de la plaque Nazca</i>	
<i>I.2.4. Bilan</i>	
I.3. Segmentation de la géologie des Andes centrales	29
<i>I.3.1. Segmentation morphologique des Andes centrales</i>	
<i>I.3.2. Activité magmatique</i>	
<i>I.3.3. Variation de la sismicité et du style de tectonique</i>	
I.4. Modèles cinématiques de structuration de l'orocline bolivien	34
<i>I.4.1. Décomposition du vecteur convergence relative en subduction et déformation continentale</i>	
<i>I.4.2. Partitionnement de la déformation continentale en raccourcissement sub-parallèle à la convergence et en déplacements horizontaux (décrochements et rotations de blocs)</i>	
I.5. Développement et dynamique du haut plateau andin	41
<i>I.5.1. Soulèvement du haut plateau , épaissement crustal et amincissement lithosphérique</i>	
<i>I.5.2. Etat de contrainte interne, effet de la topographie et des contraintes aux limites du plateau</i>	
<i>I.5.3. Mécanismes influant sur la cinématique intraplaque, effet de l'Altiplano-Puna</i>	
I.6. Objectifs et méthodologie	51
Chapitre II. Contexte géodynamique et cadre géologique de la bordure	
Sud-Est de la Puna argentine	53
II.1. Contexte tectonique général de la région étudiée	55
II.2. Evolution anté-andine	57
<i>II.2.1. Le socle cristallin: témoin de l'évolution protérozoïque à paléozoïque de la marge ouest de l'Amérique du Sud</i>	
<i>II.2.2. Les bassins extensifs mésozoïques</i>	
<i>II.2.3. Bilan</i>	
II.3. Les bassins compressifs néogènes	69
<i>II.3.1. Interface socle/couverture</i>	
<i>II.3.2. Stratigraphie des séries néogènes.</i>	
<i>II.3.3. Bilan</i>	
II.4. Conclusions	81

Annexe 1. Publications	183
1.1.	185
Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, NW-Argentina. M. de Urreiztieta, D. Gapais, C. Le Corre, P.R. Cobbold, E.A. Rossello. Tectonophysics, VOL. 254 (1996), 17-39.	
1.2.	207
New paleomagnetic constraints on andean tectonics along the southeastern edge of the Altiplano-Puna. (N-W Argentina). P. Roperch, L. Aubry, M. de Urreiztieta, E.A. Rossello, A. Chauvin. Accepté dans Journal of Geophysical Research, septembre 1995.	
1.3.	233
El límite entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Andes Centrales de Argentina): Consecuencias tectónicas y topográficas regionales. E.A. Rossello, M.E. Mozetic, P.R. Cobbold & M. de Urreiztieta. IX° Congreso Latino Americano de Geología, CARACAS (Venezuela), Novembre, 1995.	
1.4.	247
Sedimentary basins and crustal thickening. P.R. Cobbold, P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas, J.J. Tondji Biyo & M. de Urreiztieta. In: S. Cloetingh, W. Sassi and C. Puigdefabregas (Editors), Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution. Sedimentary Geology, 86 (1993) 77-89.	
Annexe 2	261
Topographie. Documents originaux et procédure de numérisation.	
Annexe 3	267
Traitement des données de sismique réflexion. Transformation des profils distance/temps en profils distance/profondeur.	
Annexe 4	273
Populations de failles et résultats de l'analyse par la méthode des Dièdres Droits (Angelier & Mechler, 1977).	
Références bibliographiques	295
Planches hors-texte	313

Introduction

La cordillère des Andes constitue après l'Himalaya la plus haute chaîne de montagnes du globe. Les Andes s'étendent sur environ 8000 km, le long de la bordure ouest du continent sud-américain, depuis le Vénézuéla (12°N) jusqu'en Terre de Feu (55°S) en Argentine (Fig. I.1.). La chaîne se développe en contexte de marge active, à l'aplomb d'une zone de subduction de plaques océaniques sous la plaque continentale sud-américaine: plaque de Nazca entre 12°N et 46°S, et plaque Antarctique entre 46°S et 55°S (Fig. I.1.). Le système andin est limité au nord par l'arc des Caraïbes, et au sud par l'arc de Scotia.

Pendant des années, une distinction nette était faite entre les chaînes résultant de la déformation de la lithosphère continentale en contexte collisionnel (e.g. l'Himalaya) et celles résultant de l'accrétion magmatique en contexte de marge active (e.g. les Andes). Cette classification simplificatrice a été sérieusement remise en cause par l'apport de données structurales nouvelles qui mettent en évidence l'existence d'une compression horizontale, dans les Andes depuis au moins le Crétacé jusqu'à l'actuel. S'il est établi que les structures compressives associées contribuent à la déformation de la croûte continentale en Amérique du Sud, l'apport magmatique favorise, cependant lui aussi, l'épaississement crustal. Dans les Andes, où la croûte continentale représente localement jusqu'aux 3/4 de la lithosphère, le problème des mécanismes de l'épaississement crustal reste posé. *Dans quelles proportions relatives les processus structuraux et magmatiques contribuent-ils à l'épaississement crustal?*

Le style tectonique et la morphologie des Andes varient du Nord au Sud. En particulier, le long de la limite entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (0°-46°S), la topographie, le style tectonique, la sismicité et le volcanisme coïncident avec les changements de géométrie du plan de subduction et avec les variations de l'obliquité entre le vecteur de convergence relative et la limite des plaques. Les Andes sont donc divisées en segments caractérisés chacun par une morphologie, une activité volcanique et sismique particulière et gouvernés par des conditions cinématiques différentes. La déformation de la bordure ouest de la plaque sud-américaine est accommodée en proportion variable par du raccourcissement crustal horizontal et par des déplacements horizontaux (décrochements et rotation de blocs). *Pourquoi et comment le champ de déformation et la cinématique varient-ils latéralement?*

A l'échelle de la cordillère, l'essentiel de la déformation de la plaque sud-américaine est concentré au niveau des Andes centrales, où l'Altiplano-Puna (12°-27°S) constitue un exemple remarquable de haut plateau. Ce segment, le plus épais et le plus

raccourci, est aussi le plus large de la chaîne et dessine un coude centré sur Arica (18°S): l'orocline bolivien. L'altitude élevée de l'Altiplano-Puna est généralement attribuée au raccourcissement horizontal néogène, produisant un épaississement crustal possiblement associé à un amincissement du manteau lithosphérique. En outre, les résultats du paléomagnétisme mettent en évidence des rotations de blocs anti-horaires associées à des décrochements senestres, au nord de 18°S et des rotations horaires et des déplacements dextres dans la partie sud de l'orocline. Ce champ de déplacements doit accentuer la convexité de la chaîne et accompagner probablement le développement et la migration du haut plateau. *L'ensemble de ces interprétations n'établit pas avec certitude quels processus ont initié et entretenu le soulèvement de l'Altiplano-Puna. Quelle est la dynamique de ce haut plateau et quelle influence a-t-il sur la cinématique régionale depuis sa formation?*

L'étude du champ de déformation et de la cinématique à la transition entre le haut plateau andin et les Sierras Pampeanas (27°S) s'est révélée pertinente, pour contribuer à répondre aux questions énumérées précédemment. Cette région constitue une zone de transfert entre un domaine d'altitude anormalement élevée et fortement épaissi (la Puna, au Nord) et un domaine plus modérément élevé et déformé (les Sierras Pampeanas, au Sud). Les bassins à la limite méridionale de la Puna sont de type compressif et le style structural de type *thick skinned*. Il est envisageable d'étudier le développement de ces bassins compressifs et d'évaluer leur contribution à l'épaississement crustal dans les domaines de part et d'autre de la limite du plateau. Les résultats de l'analyse des populations de failles et de l'étude paléomagnétique permettent de discuter les variations latérales des conditions cinématiques à travers cette zone. Il est également possible de mesurer les répercussions régionales de la formation et de l'évolution structurale du haut plateau le long de sa bordure.

Le chapitre I fait l'inventaire des questions en suspens concernant l'évolution structurale néogène des Andes centrales et des modèles géodynamiques proposés dans la bibliographie. Ce chapitre a pour objet de replacer la région des Sierras Pampeanas argentines (Fig. I.1) dans le contexte géodynamique général des Andes centrales. Une synthèse bibliographique traite des relations entre la subduction de la plaque océanique de Nazca et la déformation néogène de la marge occidentale de l'Amérique du Sud. Les objectifs et la démarche pluridisciplinaire adoptée pour ce travail sont exposés. Le second chapitre présente le contexte tectonique général de la région étudiée et décrit la géologie régionale du Nord-Ouest argentin. Le chapitre III traite de l'analyse structurale du champ de déformation et de l'étude de la cinématique néogène de la région considérée. Enfin, le

chapitre IV dresse une synthèse des principaux résultats analytiques obtenus et propose une interprétation du développement néogène de l'extrémité sud du haut plateau andin en l'intégrant à l'évolution des Andes centrales.

Les publications consacrées à cette étude cinématique et structurale de la bordure sud-est de la Puna argentine sont insérées en Annexe 1. Les cartes structurales, les documents complémentaires et l'ensemble des populations de failles mesurées et des résultats obtenus par l'analyse microtectonique figurent également en annexe.

Chapitre I

**Modèles d'évolution géodynamique des Andes centrales.
Synthèse bibliographique, problématique et objectifs.**

I.1. Contexte tectonique général et morphologie des Andes centrales

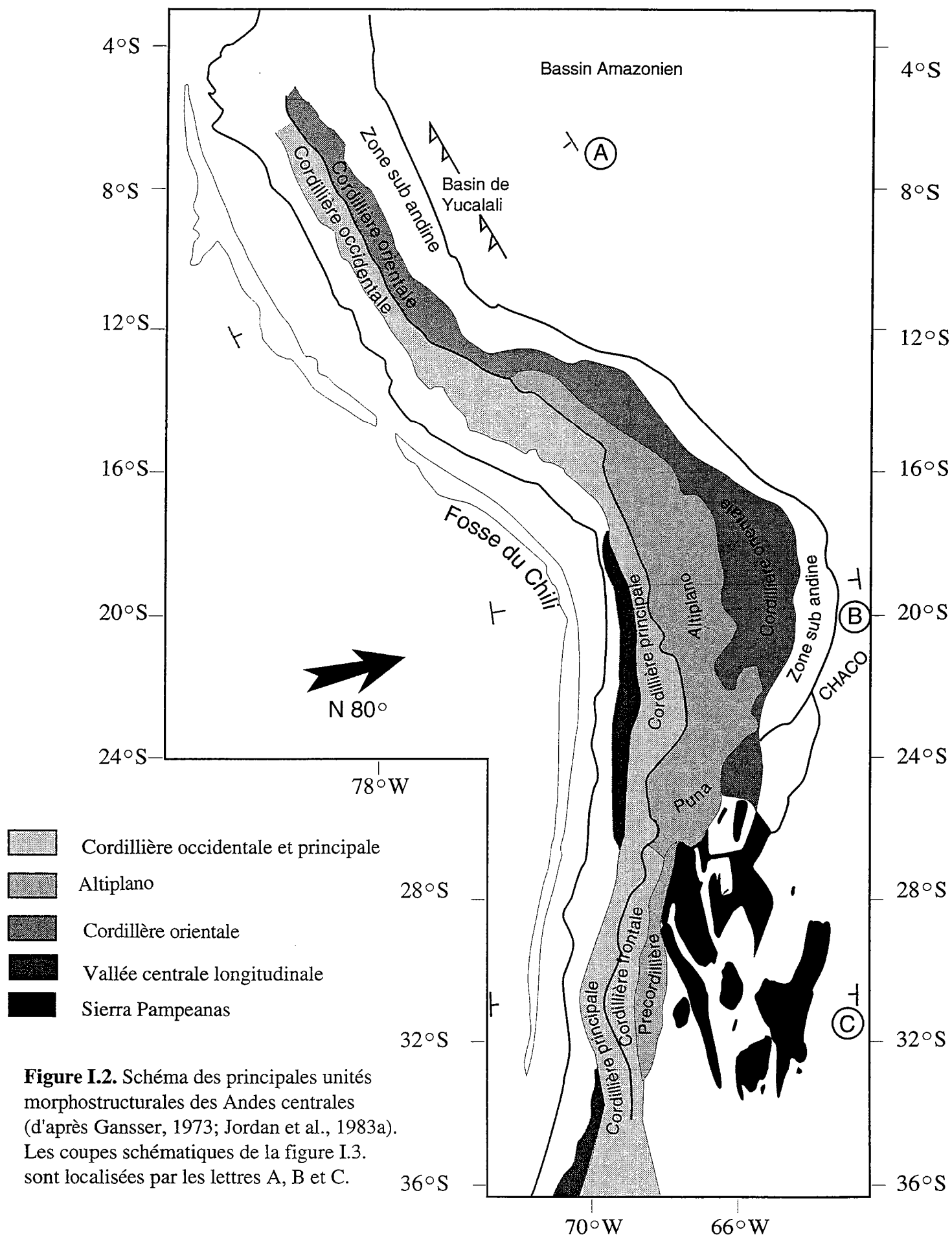
I.1.1. Contexte tectonique général

Les Andes centrales sont l'exemple type d'une chaîne de marge active. Elles se développent à l'aplomb de la zone de subduction volcanogène de la plaque Nazca (Fig. I.1 b) sous la bordure du continent sud-américain, sans intervention de collision continentale (Dewey & Bird, 1970; James, 1971; Audebaud *et al.*, 1973; Dalmayrac *et al.*, 1980). La subduction fonctionne depuis au moins 200 Ma.

Les Andes bordent l'Ouest du continent sud-américain sur toute sa longueur (Fig. I.1 a). A l'intérieur du continent s'étendent trois principaux boucliers (les cratons guyanais, brésilien et patagonien) et les bassins de l'Amazone, du Chaco-Paraná et des Pampas argentines (Fig. I.1 a). La cordillère des Andes est divisée en trois tronçons principaux (Fig. I.1), depuis l'arc des Caraïbes (12°N) jusqu'à la Terre de Feu (55°S). Au Nord, les Andes septentrionales (12°N-5°S) se développent dans un contexte cinématique complexe, impliquant le domaine Caraïbes, l'isthme de Panama la plaque de Cocos et la subduction de la plaque Nazca à l'Ouest de la bordure continentale sud-américaine (Fig. I.1 a). Au Sud, les Andes australes ou patagoniennes (46°-55°S) résultent de la subduction de la plaque Antarctique sous le continent sud-américain et des interactions entre l'extrémité sud de ce continent avec la péninsule Antarctique et l'arc de Scotia. Enfin, les Andes centrales qui font l'objet de cette étude s'étendent le long de la bordure ouest du continent sud-américain entre 5°S et 46°S (Fig. I.1 a).

I.1.2. Présentation de la morphologie des Andes centrales (5°S-46°S)

Les Andes centrales ont une zonation morphostructurale Ouest-Est relativement constante depuis la fosse océanique jusqu'au craton brésilien, sur une longueur d'environ 4000 km entre 5°S et 46°S (Figs. I.2 & I.3). Cette chaîne marginale est constituée d'une succession de ceintures morphostructurales longitudinales et parallèles à la limite entre les plaques le long de la fosse océanique du Chili. Selon une terminologie utilisée dans d'autres chaînes de montagnes il est possible de distinguer d'Ouest en Est, trois domaines principaux le long des Andes centrales (Jordan *et al.*, 1983a): (1) une zone avant-arc, (2) un arc magmatique et (3) une zone arrière-arc. Le domaine avant-arc est flanqué à l'Ouest par la fosse du Chili et du Pérou et comprend les cordillères côtières et la vallée centrale longitudinale (Figs. I.2 & I.3). L'arc magmatique est marqué par une frange de volcans actifs culminant parfois jusqu'à 7000 mètres d'altitude. Ces reliefs constituent la limite de partage des eaux entre les domaines Pacifique et Atlantique. Cet arc correspond à la Cordillère Principale ou



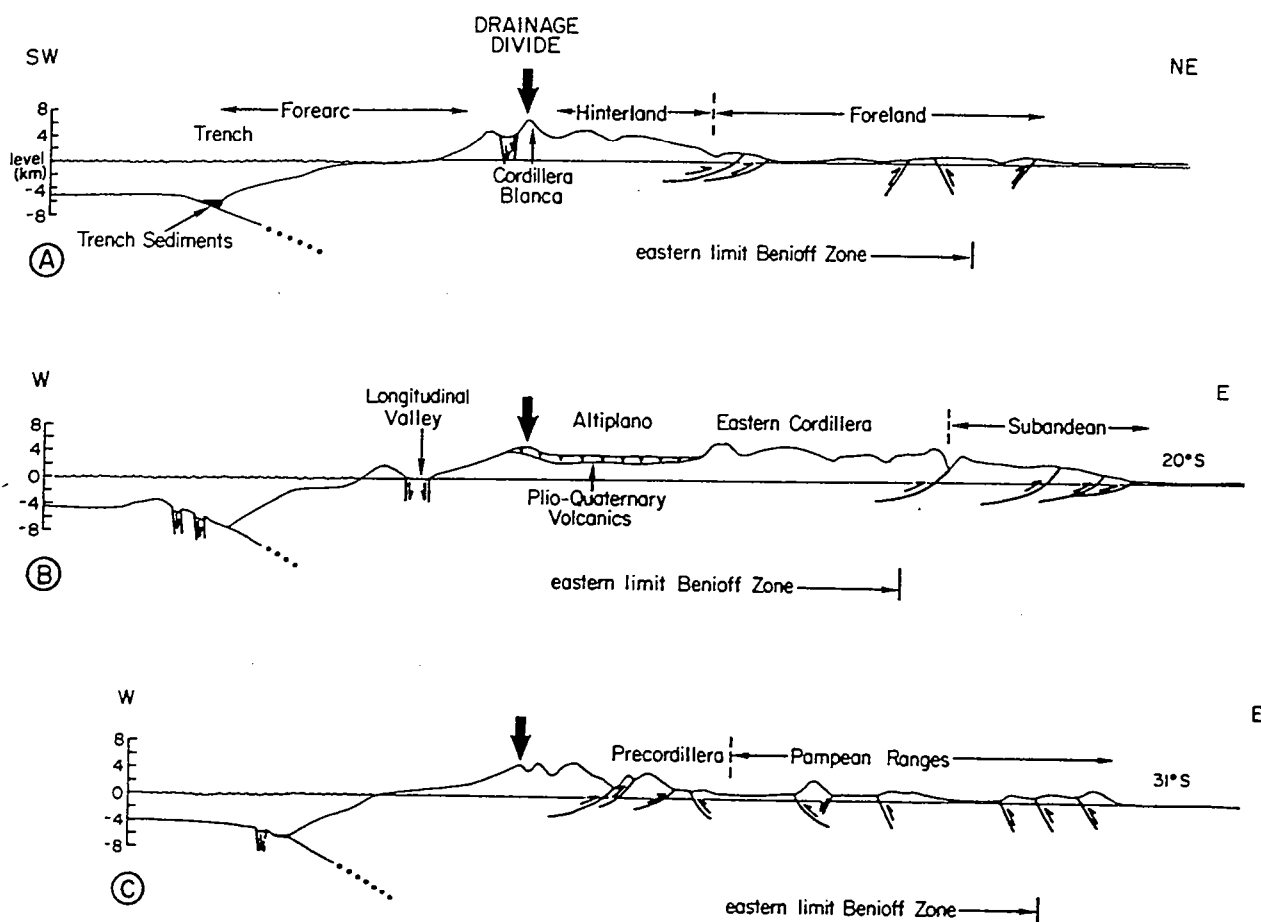


Figure I.3. Coupes schématiques à travers les Andes centrales (Jordan *et al.*, 1983a). La coupe A est orientée SW-NE au niveau des Andes péruviennes, à l'aplomb d'un segment sub-horizontale de la plaque Nazca. Le style de déformation est de type *thick skinned* dans l'avant-pays, à l'Est du front andin. La coupe B est orientée Ouest-Est et se situe à 20° de latitude Sud, au dessus d'une zone de subduction inclinée de 30° vers l'Est. Ce profil passe par l'Altiplano-Puna au centre de l'orocline bolivien. La zone sub-andine au front de la chaîne est caractérisée par une tectonique tégumentaire. La coupe C est orientée Ouest-Est et traverse la région étudiée des Sierras Pampeanas. Ce tronçon des Andes centrales se développe à l'aplomb d'une subduction sub-horizontale. La déformation des Sierras Pampeanas constitue un exemple remarquable de tectonique de socle (*thick skinned tectonics*).

Frontale en Argentine et au Chili, et à la Cordillère Occidentale en Bolivie et au Pérou. Le domaine arrière-arc peut être subdivisé en une zone intermédiaire et un avant-pays. La zone intermédiaire est comprise entre l'arc et l'avant-pays et inclue l'Altiplano bolivien, la Puna argentine et les Cordillères Orientales, du Pérou, de Bolivie et d'Argentine. Le haut plateau andin est ainsi cerné par des cordillères et a par conséquent un drainage interne. L'Altiplano bolivien et la Puna argentine sont des bassins endoréiques. Le front de la chaîne, dans l'avant-pays, est bordé par les zones les plus récemment tectonisées et dans lesquelles la déformation est souvent encore active. Les ceintures plissées des zones sub-andines du Pérou et de Bolivie, le système de Santa Bárbara (23°-27°S) et les Sierras Pampeanas (27°-33°S) forment les provinces les plus orientales des Andes centrales et bordent la partie modérément déformée du craton brésilien. La Précordillère argentine (28°-33°S) est située en retrait, à l'Ouest des Sierras Pampeanas mais fait partie intégrante de l'avant-pays. Il faut noter que dans l'avant-pays, la subsidence tectonique et la flexure du bouclier brésilien (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Whitman, 1994; Coudert *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995) affectent le continent sur plusieurs centaines de km à l'Est du front andin (ligne pointillée, Fig. I.1 a). L'avant-pays de la Cordillère des Andes s'étend ainsi jusqu'au cœur du continent sud-américain, au Brésil.

I.1.3. Problématique

La convergence relative entre la plaque océanique de Nazca et la bordure occidentale du continent sud-américain est le phénomène de premier ordre qui contrôle le développement magmatique et tectonique des Andes centrales (Fig. I.1). Les facteurs qui imposent les contraintes compressives horizontales transmises à la plaque continentale sont énumérés. Les modèles globaux de mouvements relatifs entre les plaques lithosphériques impliquées déterminent l'orientation et le taux de convergence relative entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud (Fig. I.1b).

La convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est accommodée par la disparition de matière par subduction et par la déformation de la plaque continentale. La part de convergence absorbée par la déformation de la bordure continentale se décompose elle-même en raccourcissement horizontal (plissement, chevauchement) et en déplacements de blocs (décrochements et rotations). Les Andes centrales sont, par conséquent, divisées en segments entre lesquels la quantité de déformation, les conditions cinématiques, le style tectonique et l'activité sismique et magmatique varient latéralement, du Nord au Sud. Ces variations longitudinales coïncident, entre 5°S et 46°S, avec les changements de la géométrie de la zone de subduction et de l'obliquité entre le vecteur convergence et la limite des plaques. Les

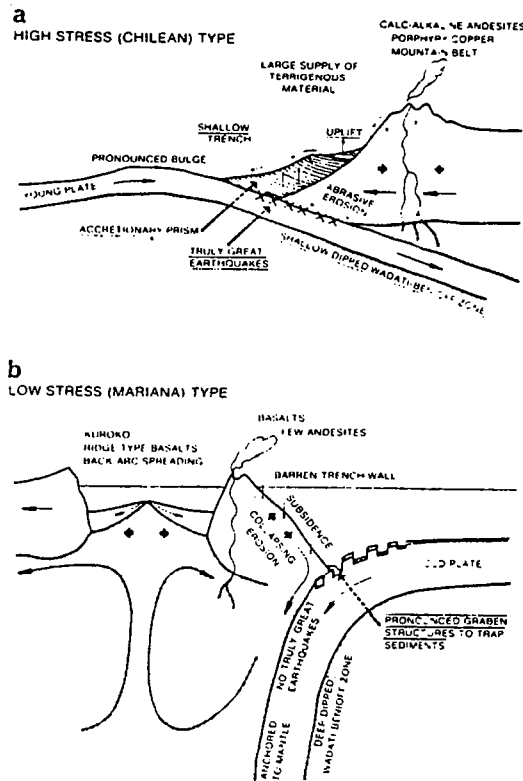


Figure I.4. Schémas des deux types opposés de marges actives définis par Uyeda & Kanamori (1979). a). Type "chilien" d'arc continental, caractérisé par un état de contrainte compressif de la plaque chevauchante et par un plongement modéré de la plaque subductée. La plaque plongeante est jeune. b). Type "Mariannes" d'arc insulaire, marqué par le développement d'un bassin arrière-arc soumis à un régime extensif. L'inclinaison du plan de Wadati-Benioff est forte et la plaque subductée est ancienne (d'après Uyeda, 1987).

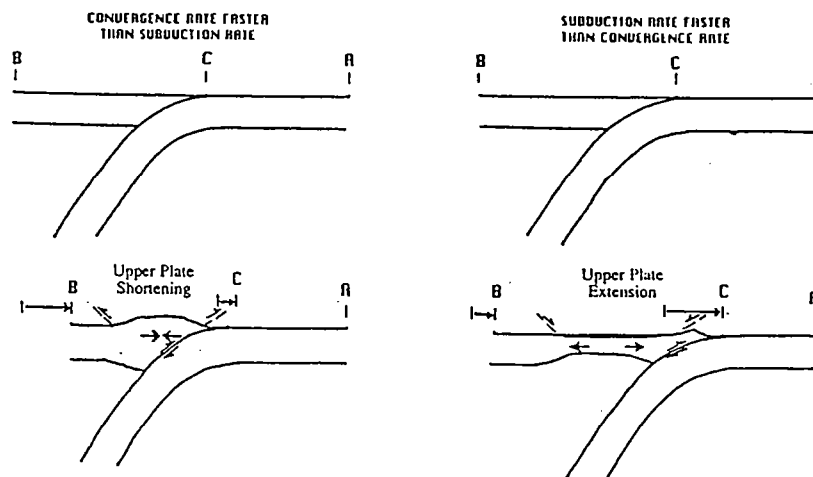


Figure I.5. Diagrammes décrivant les relations entre la déformation de la plaque chevauchante et le rapport des taux de convergence relative (AB) et de subduction (AC). A gauche, la plaque continentale se déforme par raccourcissement horizontal, le taux de convergence relative est supérieur au taux de subduction. A droite, un bassin extensif arrière-arc se développe, la vitesse de convergence relative est inférieure à la vitesse de subduction. (d'après Royden, 1993).

modèles cinématiques contribuant à la segmentation de la plaque chevauchante du Nord au Sud, seront présentés (§ I.4).

En outre, la déformation continentale se concentre principalement au niveau du segment central entre 12°S et 27°S où se développe l'Altiplano-Puna (Fig. I.1 a). Les différents modèles d'évolution cinématique au cours du Néogène proposés pour ce segment des Andes centrales permettent de discuter la contribution des mécanismes thermiques, magmatiques et structuraux à l'édification du plateau (§ I.5). Enfin, les conséquences de l'excès topographique de l'Altiplano-Puna sur son état de contrainte interne et sur la cinématique régionale seront abordées (§ I.5.3).

I.2. Zone de subduction et déformation continentale

I.2.1. Caractère contraignant de la subduction péruvo-chilienne

Le régime de contraintes au niveau d'une zone de subduction dépend du couplage mécanique entre les plaques plongeante et chevauchante (Forsyth & Uyeda, 1975; Molnar & Atwater, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Cross & Pilger, 1982; Uyeda, 1987; Whittaker *et al.*, 1992; Shemenda, 1993). Les facteurs contrôlant ce couplage mécanique entre les plaques lithosphériques convergentes sont d'une part la densité de la plaque plongeante, c'est à dire son âge, et d'autre part le mouvement relatif et la géométrie du panneau plongeant par rapport à l'orientation de la fosse. La subduction le long de la marge continentale de l'Amérique du Sud soumet la plaque chevauchante à un régime de contraintes horizontales maximales parallèles à la convergence (Zoback, 1992; Assumpção, 1992). Cette zone constitue un type de subduction contraignante d'arc continental et s'oppose à la subduction des Iles Mariannes typique des arcs insulaires associés à des bassins extensifs arrière-arc (Forsyth & Uyeda, 1975; Uyeda & Kanamori, 1979; Pilger, 1984; Wortel, 1984; Uyeda, 1987). En effet, dans le cas de la subduction péruvo-chilienne, la lithosphère plongeante est relativement jeune (Eocène affleurant, figure I.1 b), l'inclinaison du panneau plongeant est modérée (sub-horizontale à 30° vers l'Est, figure I.1 b). La figure I.4 détaille les différences majeures entre les subductions de type chilien et de type Mariannes définis par Forsyth & Uyeda (1975) et Uyeda & Kanamori (1979).

En outre, la différence entre le taux de convergence relative entre les plaques et la vitesse de subduction semble influencer sur l'état de contrainte et par conséquent sur l'intensité de la déformation de la bordure continentale (Molnar & Atwater, 1978; Sébrier & Soler, 1991; Royden, 1993). Lorsque la vitesse de subduction est supérieure au taux de convergence relative (Fig. I.5 a), la limite des plaques se déplace vers la plaque plongeante et l'extension arrière-arc se manifeste. En revanche, lorsque le taux

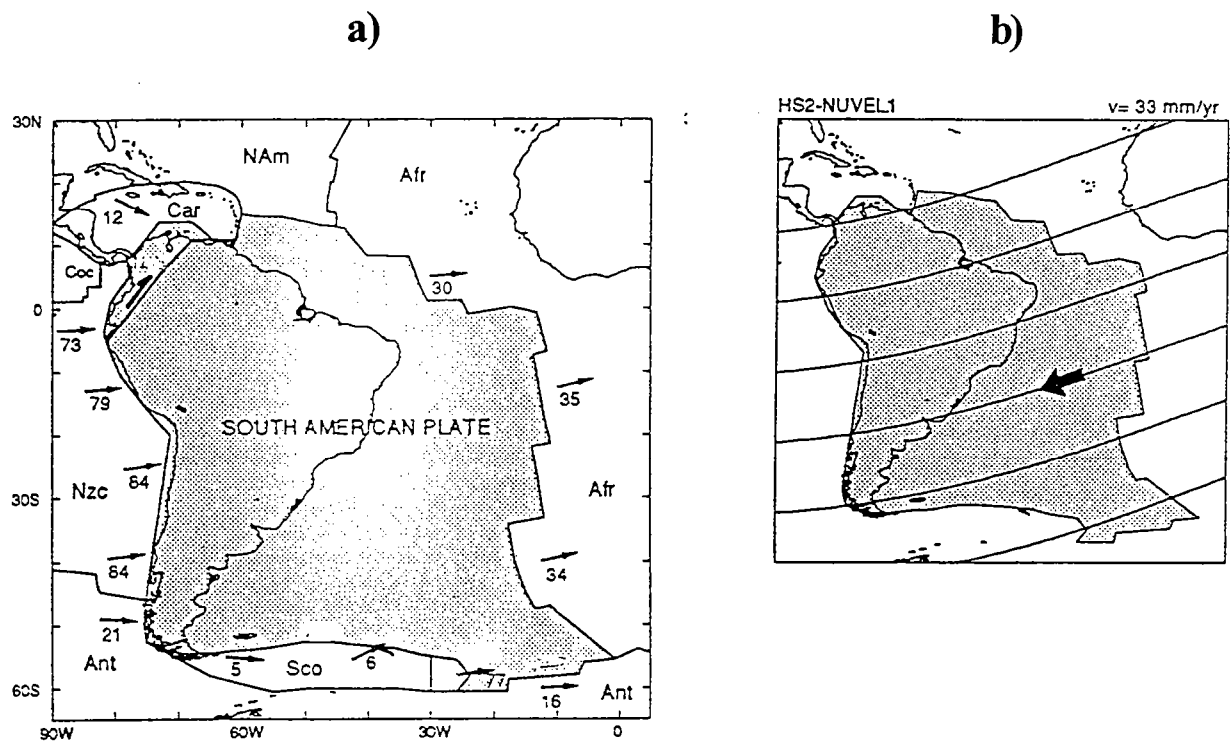


Figure I.6. a) Cinématique actuelle de la plaque Amérique du Sud selon le modèle global NUVEL-1 (de Mets *et al.*, 1990). Les flèches sont les vecteurs de mouvement relatif des plaques. Les vitesses actuelles sont indiquées en mm/an. Afr: plaque Afrique; Ant: plaque Antarctique; Car: plaque Caraïbe; Coc: plaque de Cocos; Nam: plaque Amérique du Nord; Nzc: plaque Nazca; Sco: plaque de Scotia. **b)** La flèche noire et les petits cercles eulériens indiquent le mouvement absolu de la plaque Amérique du Sud (Gripp & Gordon, 1990). Modifié d'après Meijer & Wortel, 1992.

de convergence relative est supérieur au taux de subduction (Fig. I.5 b), la limite des plaques migre vers la plaque chevauchante et la bordure de celle-ci se déforme par raccourcissement régional. Ce dernier cas de figure pourrait s'appliquer au cas de la subduction péruvo-chilienne qui se caractérise par un fort taux de convergence relative de l'ordre de 10 cm/an (Minster & Jordan, 1978; Chase, 1978; De Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990) et par une migration vers le continent de la limite océan/continent (Ziegler *et al.*, 1981; Beck, 1987; Isacks, 1988; Beck *et al.*, 1994).

I.2.2. Orientation et taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud

La détermination de l'histoire de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud implique la reconstruction des positions relatives des plaques Antarctique, Afrique, Pacifique, Caraïbe, Scotia, Cocos, Nazca et Amérique du Sud (Minster *et al.*, 1974; Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; Stein *et al.*, 1986; Pardo-Casas & Molnar, 1987; De Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992).

En effet, il est nécessaire de considérer le système Nazca-Amérique du Sud, de la dorsale Est Pacifique jusqu'à la dorsale médio-Atlantique, et de l'arc Caraïbe jusqu'à l'arc de Scotia (Fig. I.6 a). Les vecteurs eulériens des mouvements relatifs entre les plaques sont déduits de l'analyse des taux d'expansion océanique, des orientations des failles transformantes et des vecteurs déplacement calculés à partir des mécanismes aux foyers des séismes. Le vecteur de convergence relative entre Nazca et l'Amérique du Sud est déduit des modèles globaux des mouvements relatifs des plaques les unes par rapport aux autres, ou des mouvements absolus (Fig. I.6 b) des plaques par rapport au référentiel des points chauds ((RM1: Minster *et al.*, 1974); Chase, 1978; (RM2: Minster & Jordan, 1978); (NUVEL-1: Stein, 1986; De Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990)). Le vecteur convergence moyen actuel déduit de ces modèles a une orientation $N75 \pm 5^\circ$ et un taux relativement élevé de 9 ± 2 cm/an (Fig. I.1 b et I.6 a). Il faut noter que l'orientation et la vitesse de convergence relative sont approximativement constantes tout le long de la limite entre Nazca et l'Amérique du Sud, entre $5^\circ S$ et $49^\circ S$ (Fig. I.1 b & I.6 a).

La convergence relative entre Nazca et l'Amérique du Sud a évolué au cours du temps (Fig. I.7) (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). Des taux élevés de convergence au niveau de la marge occidentale du continent sud-américain sont rapportés entre l'Albien et le Campanien (Fig. I.8) et coïncideraient avec le début de l'orogénèse andine (Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard, 1993). Il convient de signaler que l'incertitude sur les reconstructions géodynamiques du Crétacé Supérieur est assez grande. En ce qui concerne l'évolution tertiaire (Fig. I.8), les résultats sont plus

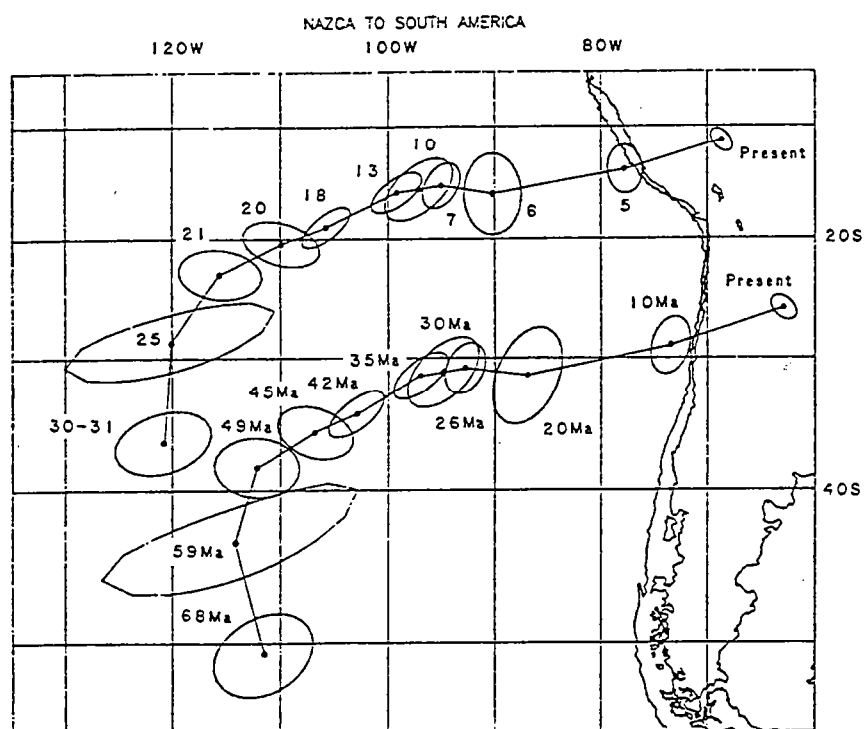


Figure 1.7. Evolution de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud depuis le Crétacé Supérieur (d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987). Position de deux points de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud, depuis 68 Ma (anomalie magnétique 30-31). La convergence relative a une orientation approximativement constante depuis 49 Ma.

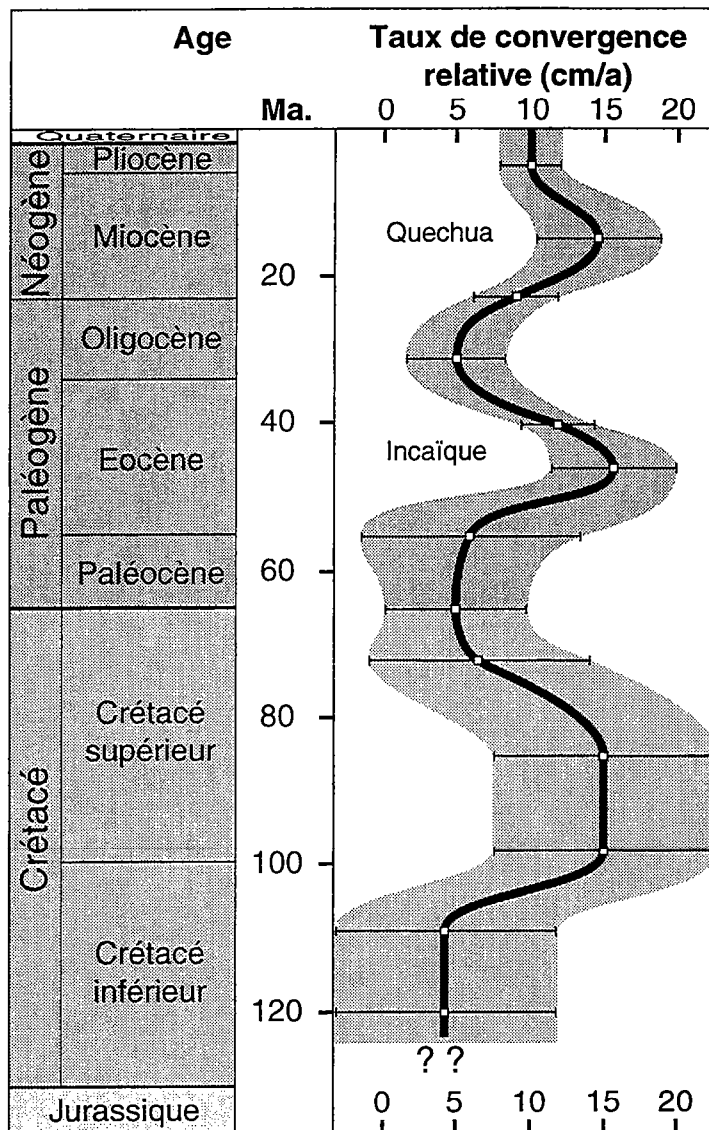


Figure I.8. Variations du taux moyen de convergence relative entre Nazca et l'Amérique du Sud du Crétacé Inférieur à l'Actuel (d'après Pardo-Casas & Molnar, 1987 et Jaillard, 1993). L'augmentation du taux de convergence relative entre les plaques semble coïncider avec le début de l'orogénèse andine à l'Albien. L'incertitude sur les estimations (grisés et barres horizontales) augmente pour les taux les plus anciens.

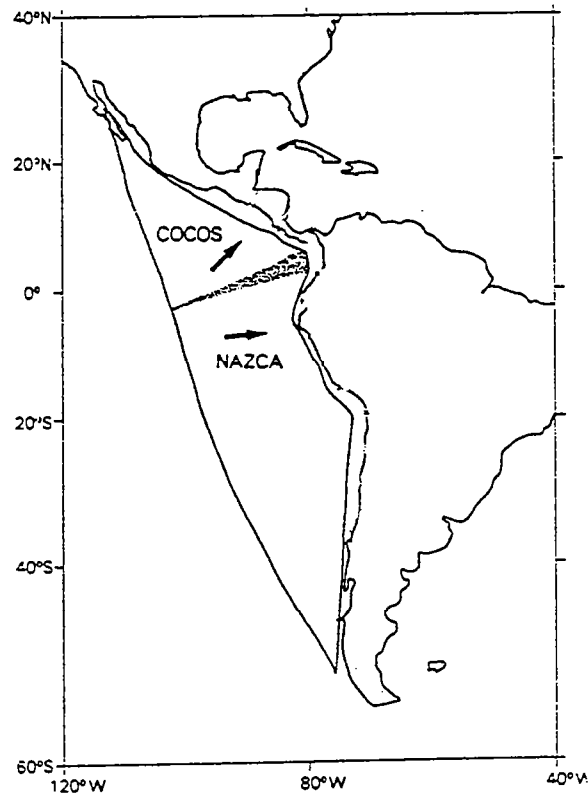


Figure I.9. Scission de la plaque Farallón en plaque Nazca et Cocos il y a environ 26 Ma. Cette réorganisation semble être à l'origine de l'augmentation du taux de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (modifié d'après Wortel, 1984)

fiables et soulignent une variation importante de l'orientation du vecteur convergence il y a environ 49 Ma (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). La direction de convergence relative N75 entre les deux plaques est demeurée pratiquement constante depuis cette période (Fig. I.8). En revanche, la vitesse de convergence a varié (Fig. I.8) et a atteint un pic de 15 à 20 cm/an, entre 25 et 10 Ma (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard, 1993). Ce pic a été interprété comme une conséquence de la fragmentation de la plaque Farallón en deux plaques indépendantes Cocos et Nazca, il y a environ 26 Ma (Fig. I.9) (Pilger, 1984; Wortel, 1984). Cette réorganisation de la cinématique des plaques a en effet provoqué une augmentation de la composante de convergence orthogonale à la limite des plaques. Cet événement semble coïncider avec la phase *Quechua*, au Mio-Pliocène (Fig. I.8) (Dalmayrac *et al.*, 1980; Mégard, 1984; Mégard *et al.*, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). Il faut toutefois noter que les marges d'erreur sur l'estimation des taux de convergence ne sont pas négligeables (Fig. I.8).

La convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est donc orientée à un fort angle de la limite interplaque depuis l'Eocène. Au Miocène inférieur, le taux de convergence a atteint 15 à 20 cm/an. Depuis le Miocène supérieur, la vitesse de convergence est relativement élevée (≈ 10 cm/an). La forte obliquité et le taux élevé de la convergence de la plaque océanique par rapport à la plaque continentale a favorisé un état de contrainte compressif dans la plaque chevauchante (Molnar & Atwater, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Cross & Pilger, 1982; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Dewey & Lamb, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992). Il existe un léger écart angulaire entre la direction de la contrainte maximum horizontale transmise à la marge et le vecteur convergence relative (Assumpção, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992). Cet écart est de l'ordre de la dizaine de degrés, comptés dans le sens trigonométrique entre la direction de contrainte horizontale maximale et la direction de convergence relative.

1.2.3. Segmentation du panneau plongeant de la plaque Nazca

Les variations latérales de la pente du plan de subduction de la plaque Nazca divisent ce panneau plongeant en quatre segments principaux, entre 5°S et 46°S (Stauder, 1973; 1975; Barazangi & Isacks, 1976; 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Hasegawa & Sacks, 1981; Chinn & Isacks, 1983; Jordan *et al.*, 1983a; Bevis & Isacks, 1984; Smalley and Isacks, 1987; Cahill & Isacks, 1992; Araujo & Suárez, 1994; James & Snoke, 1994; Li & Clark, 1994; Norabuena & Snoke, 1994). L'étude de la distribution des séismes de profondeur intermédiaire a permis de caractériser la géométrie et la segmentation du plan de Wadati-Benioff de la plaque Nazca (Figs. I.10 a & I.11).

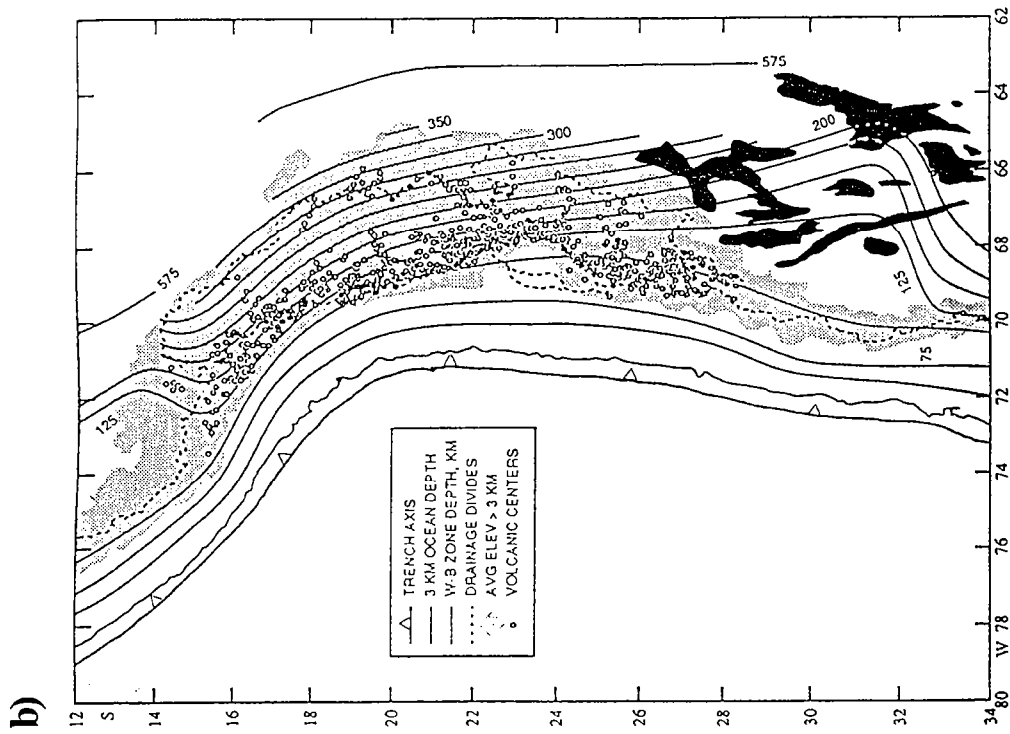
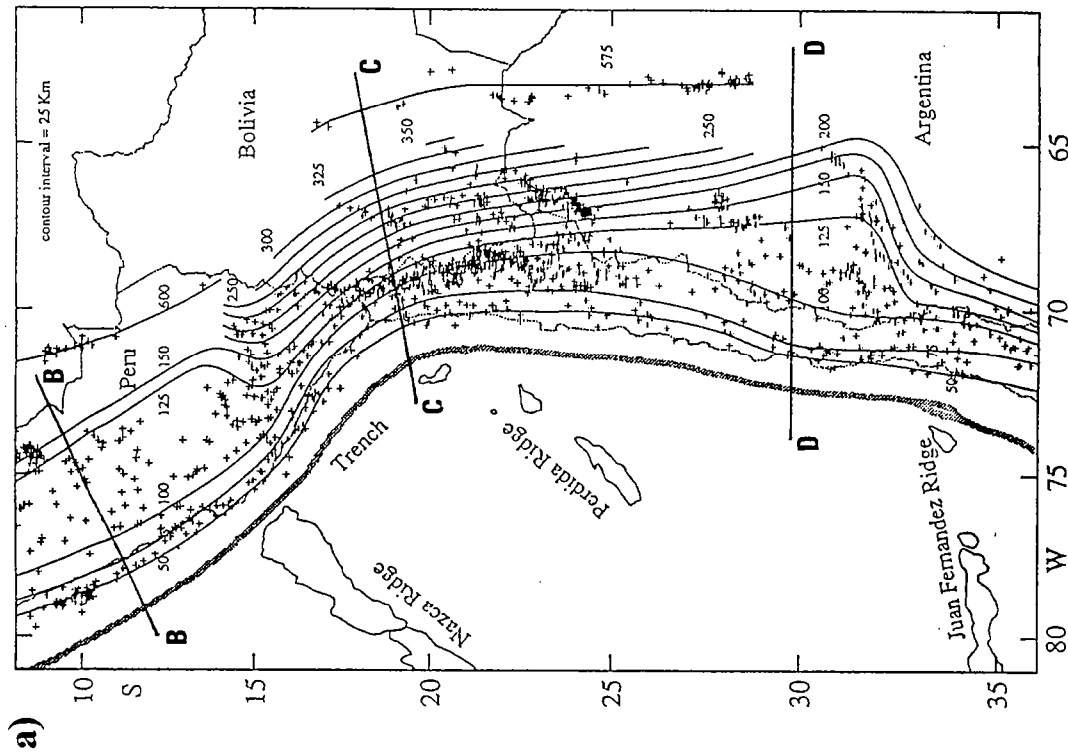


Figure I.10. Géométrie de la plaque Nazca plongeant sous les Andes centrales. a) La segmentation du panneau plongeant est illustrée par les isobathes du plan de Wadati-Benioff. Deux segments sub-horizontaux apparaissent l'un au Nord de 15°S et 27°S. Le segment entre 15°S et 27°S est incliné de 30° vers l'Est. Les croix représentent les séismes considérés pour dessiner les contours. L'intervalle entre deux courbes est de 25 km. Les rides de Nazca, Perdida et Juan Fernandez sont localisées par l'isobathe 3500 m. La position des sections B-B, C-C et D-D présentées dans la figure I.11. est marquée (Modifié d'après Cahill & Isacks, 1992). b) Corrélation de la morphologie et du volcanisme actuel des Andes centrales avec la géométrie de la zone de subduction. Les régions d'altitude supérieure à 3000 m (grisé) et les volcans actuels (cercles) se situent essentiellement à l'aplomb du segment le plus incliné. Deux lacunes de volcanisme apparaissent au niveau des segments sub-horizontaux. Les Sierras Pampeanas (noir) s'étendent à l'aplomb du panneau plongeant sub-horizontale (modifié d'après Isacks, 1988)

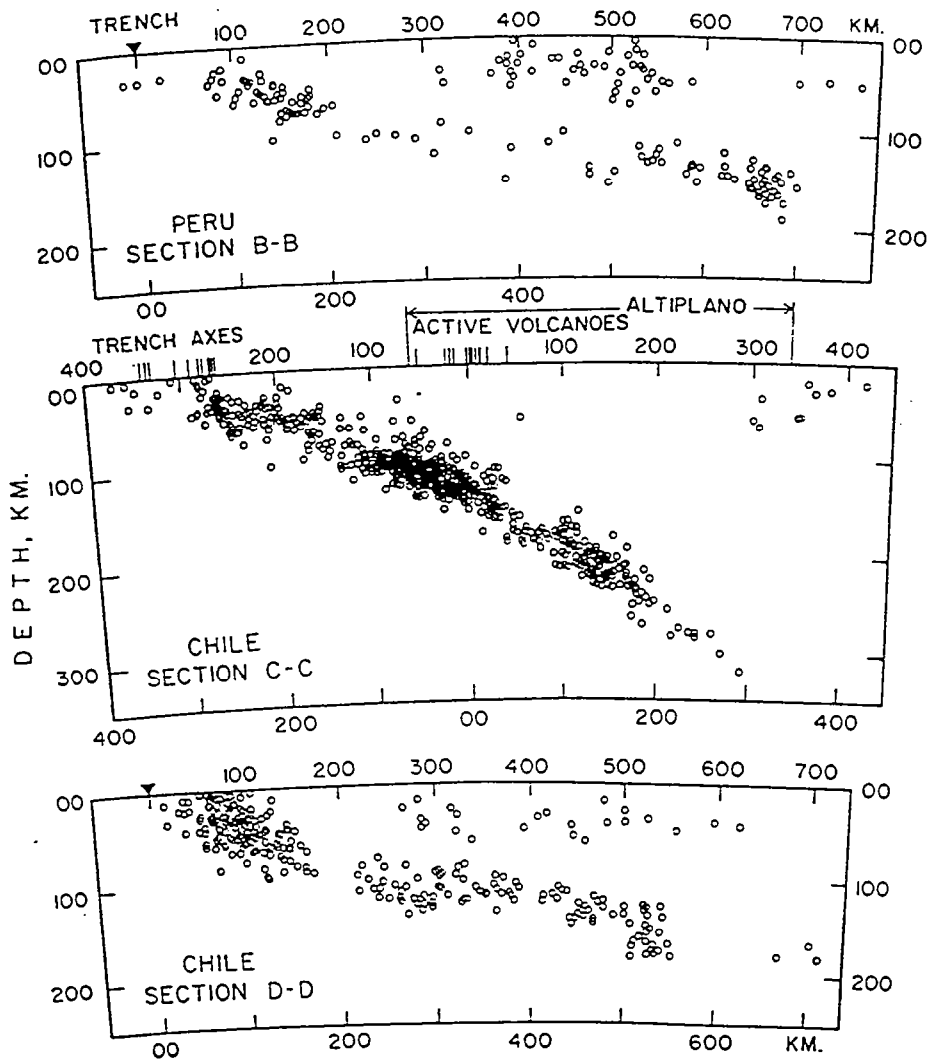


Figure I.11. Profils montrant les hypocentres définissant la zone sismique de Wadati-Benioff sous les Andes centrales. Localisation des sections sur la figure I.10a. Les sections B-B et D-D indiquent que l'activité sismique de la plaque chevauchante est importante au niveau des segments sub-horizontaux. Au contraire, sur le profil C-C, l'activité sismique continentale est restreinte à la zone sub-andine au niveau du segment plongeant de 30 degrés. (d'après Barazangi & Isacks, 1976).

Géométrie des segments en profondeur

Deux de ces segments sont sub-horizontaux et plongent vers l'Est selon un angle de 5° à 10° , l'un sous les Andes péruviennes, entre 5°S et 15°S , l'autre au niveau des Andes chiliennes et argentines entre 27°S et 33°S (Figs. I.10 & I.11). Les autres segments ont une pente plus prononcée d'environ 30° vers l'Est. L'un se situe sous l'Altiplano-Puna entre 15°S et 27°S , l'autre commence à partir de 33°S (Figs. I.10 & I.11). La pente de la zone de Wadati-Benioff est de 30° jusqu'à une profondeur de 80 à 100 km tout le long de la limite entre Nazca et l'Amérique du Sud (Figs. I.10 et I.11). La plaque océanique subductée s'horizontalise (5° - 10°) dans les segments concernés uniquement à partir de cette profondeur (Figs. I.10 et I.11) (Barazangi & Isacks, 1976; Barazangi & Isacks, 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Cahill & Isacks, 1992; Araujo & Suárez, 1994).

Les deux panneaux sub-horizontaux sont concaves vers le haut et ils ont une longueur approximative de 750 km dans la direction de plus grande pente depuis la fosse (Fig. I.10 et I.11). Leur pente initiale, entre la surface et la profondeur de 80-100 km est de 30° . Ils acquièrent à partir de cette profondeur une géométrie sub-horizontale qu'ils conservent d'Ouest en Est sur une distance atteignant 400 km, là où ils sont le plus large (e.g. isobathes Fig. I.10). Leurs extrémités plongent à nouveau avec un angle plus prononcé. Les séismes sont détectés à une profondeur maximale de 150 km environ.

Les deux segments inclinés de 30° vers l'Est sont convexes vers la surface (Fig. I.10 et I.11). Le segment entre 15°S et 27°S plonge sous le haut plateau et ne mesure que 650 à 700 km. Il s'enfonce jusqu'à une profondeur de 300 km dans le manteau asténosphérique. Au sud de 33°S , où la plaque plonge également de 30° vers l'Est, sa longueur ne dépasse pas 500 km entre la surface et son extrémité.

En considérant un taux de convergence de 10 cm/an (Minster *et al.*, 1974; Chase, 1978; Minster & Jordan, 1978; Stein *et al.*, 1986; Pardo-Casas & Molnar, 1987; De Mets *et al.*, 1990; Gripp & Gordon, 1990; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992), l'extrémité du panneau plongeant actuellement sous les Andes serait entré en subduction au Miocène supérieur (Jordan *et al.*, 1983a).

Transitions latérales entre segments de pentes différentes

Les transitions latérales entre les panneaux sub-horizontaux et ceux pentés de 30° interviennent sur des distances plus ou moins grandes, et se produisent à 15°S au Pérou, à 27°S dans le Nord chilien et le Nord Ouest argentin et à 32°S au centre du Chili et de l'Argentine (Fig. I.10).

La transition à 15°S est relativement abrupte (cf. isobathes, Fig. I.10) et fut même interprétée comme une déchirure de la plaque plongeante (Barazangi & Isacks, 1976; 1979; Yamaoka *et al.*, 1986). D'autres travaux ont montré qu'il s'agit au contraire d'une contorsion brutale du panneau plongeant sans évidence de discontinuité dans celui-ci (Hasegawa & Sacks, 1981; Boyd *et al.*, 1984; Grange *et al.*, 1984, Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992).

La réduction de pente intervenant à 27°S (Fig. I.10), est apparemment plus progressive (Barazangi & Isacks, 1976; 1979; Isacks & Barazangi, 1977; Chinn & Isacks, 1983; Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992). Araujo & Suárez (1994) proposent cependant que cette variation latérale de la pente du panneau plongeant vers le Sud se ferait sur une distance assez courte de l'ordre de 100 km.

Enfin, la géométrie de la transition à la latitude de 32°S est moins précisément définie (Fig. I.10). Le panneau sub-horizontal acquiert une pente de 30° vers l'Est, sur une très courte distance (Bevis & Isacks, 1984; Smalley and Isacks, 1987; Cahill & Isacks, 1992). L'augmentation brutale de l'inclinaison de la subduction vers le Sud s'interprète de deux façons, sans qu'il soit possible de trancher dans l'état actuel des connaissances: une déchirure de la plaque plongeante, ou une torsion serrée de celle-ci (Cahill & Isacks, 1992).

Âge de la segmentation de la plaque océanique

L'évolution des caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches volcaniques tertiaires d'âge supérieur à 10 Ma, puis l'absence des roches volcaniques d'âge inférieur à 10 Ma ont été attribuées à l'horizontalisation du plan de subduction de la plaque de Nazca entre 5°S et 15°S et entre 28°S et 33°S (Kay *et al.*, 1987; Kay *et al.*, 1988; Kay *et al.*, 1991; Walker *et al.*, 1991; Skewes & Stern, 1994).

L'interruption de l'activité volcanique depuis le Miocène, entre 27°S et 33°S, a été attribuée à l'horizontalisation du plan de subduction provoquant la disparition des conditions de pression et de température nécessaires à la production de magma. Des études géochronologiques ont permis de dater l'interruption d'activité volcanique à l'aplomb des segments sub-horizontaux. L'horizontalisation de la pente du segment compris entre 27°S et 33°S aurait commencé il y a 18 Ma et se serait accentuée autour de 10 Ma (Jordan *et al.*, 1983b; Kay *et al.*, 1987; 1988; 1991; Skewes & Stern, 1994). Au Pérou, l'arrêt de l'activité volcanique intervient approximativement vers 10-8 Ma et marquerait une réduction de l'inclinaison du panneau océanique plongeant entre 5°S et 15°S, à cette époque (Noble & McKee, 1977).

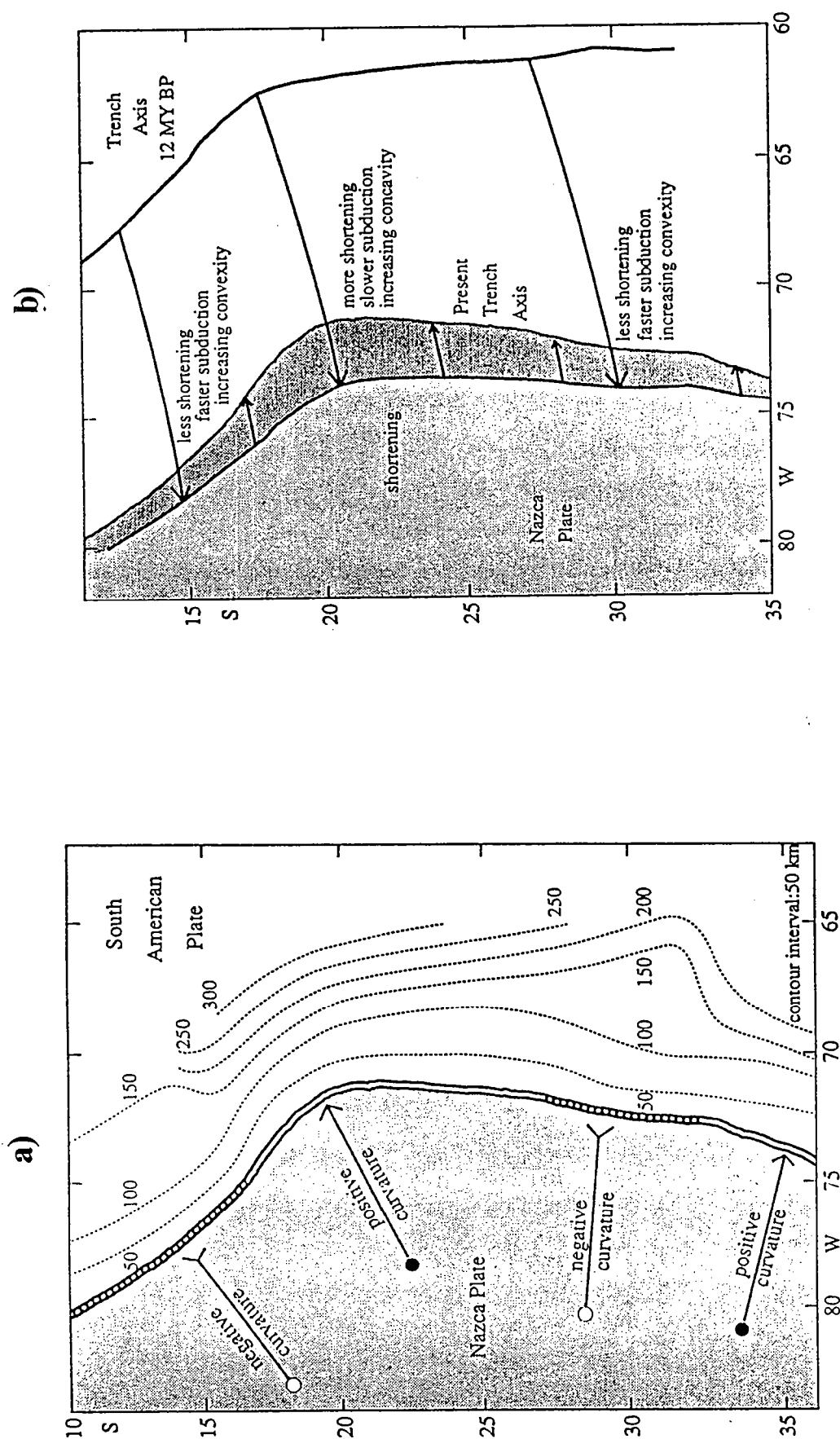


Figure I.12. a) Variations de la courbure de la limite entre les plaques Nazca et Amérique du Sud et relation avec la segmentation du plan de subduction. Les limites de plaques convexes vers l'Ouest coïncident avec des panneaux plongeants sub-horizontaux et concaves vers la surface. En revanche, les limites de plaques concaves vers l'Ouest coïncident avec des plans de subduction inclinés de 30° vers l'Est et convexes vers la surface. **b)** Modèle d'évolution proposé pour la marge continentale sud américaine pendant les derniers 12 Ma. La plaque Nazca est considérée fixe. La zone en gris foncé montre la variation Nord-Sud du raccourcissement lors de l'évolution de la limite des plaques entre sa géométrie initiale supposée (12 Ma) et sa géométrie actuelle. Les marges caractérisées par un raccourcissement modéré et une vitesse de subduction plus importante (subduction sub-horizontale) ont acquis une convexité vers l'Ouest. Le segment central affecté par un raccourcissement important et une vitesse de subduction plus lente (subduction inclinée de 30°) a une concavité accentuée par rapport à sa géométrie initiale (d'après Cahill & Isacks, 1992).

Origines de la segmentation de la plaque océanique

Les raisons pour lesquelles la géométrie du panneau plongeant varie latéralement entre des segments sub-horizontaux et d'autres inclinés de 30° ne sont pas encore comprises. Les transitions entre segments de pentes différentes interviennent à 15°S , 27°S et 32°S et cette localisation à des latitudes précises demeure inexpliquée (Cahill & Isacks, 1992).

Dans un premier temps, la coïncidence géographique entre les transitions de pentes du panneau plongeant et la subduction d'anomalies bathymétriques initiales portées par la plaque Nazca a été évoquée (Fig. I.10 a). La subduction des hauts fonds des rides de Nazca, sous le Pérou et Juan Fernandez sous le Chili central (Barazangi & Isacks, 1976; Cross & Pilger, 1982; Pilger, 1984; Ben-Avraham & Nur, 1987; Smalley & Isacks, 1987) coïncide avec des variations latérales de plongement de la plaque Nazca. Cet argument n'est pas vérifié dans la mesure où la ride Perdida (Fig. I.10 a) plonge au niveau du segment central (15°S - 27°S) penté à 30° vers l'Est sous le haut plateau (Cahill & Isacks, 1992).

La géométrie sub-horizontale du plan de Wadati-Benioff sous le Pérou (5°S - 15°S) et sous le Nord-Ouest argentin (27°S - 32°S) a été attribuée à la subduction d'une lithosphère plus jeune et donc plus légère (Fig. I.1 b) (Pilger, 1984; Wortel, 1984). Cette hypothèse est contredite par l'augmentation latérale de la pente de la plaque subductée au niveau de 32°S qui s'accompagne d'une réduction de l'âge de celle-ci vers le Sud (Fig. I.1 b) (Cahill & Isacks, 1992).

Un effet de l'épaississement de la lithosphère continentale pourrait également être évoqué pour expliquer le pendage plus fort de la subduction sous la région la plus épaissie entre 15°S et 28°S . En fait, aucun argument ne permet de dire si, pendant le Miocène, l'horizontalisation de la pente de la subduction décrite entre 5°S et 15°S et entre 28°S et 33°S (cf. § précédent) a été empêchée sous le segment le plus épaissi des Andes centrales à cause de la géométrie de la lithosphère continentale.

Les arguments en faveur du contrôle de la géométrie et de la pente du panneau plongeant par la courbure variable de la limite continentale semblent plus plausibles (Bevis & Isacks, 1984; Cahill & Isacks, 1992). Ces auteurs suggèrent que l'horizontalisation du plan de subduction est une accommodation géométrique de la courbure de la frontière entre les plaques océanique et continentale (Fig. I.12 a). La géométrie de la zone au niveau de laquelle s'enfonce une calotte sphérique doit conditionner l'angle de plongement et la convexité de celle-ci. Entre 8°S et 15°S , la marge continentale est convexe vers l'océan, et le panneau plongeant est sub-horizontale et concave vers le haut. Entre 15°S et 27°S , la marge est concave vers l'Ouest, la plaque plonge de 30° vers l'Est et présente une convexité vers le haut. La marge continentale est plus régulière le long de la côte chilienne. Cependant, la convexité modérée vers

l'Ouest de la frontière des plaques, entre 27°S et 33°S, coïncide avec le segment sub-horizontale et concave vers le haut, sous le Nord-Ouest argentin (Fig. I.12 a). A nouveau, entre 32°S et 36°S la marge est concave vers l'Ouest et le plan de subduction est convexe vers le haut et s'enfonce avec un angle de 30° sous le continent. Si l'on admet que la marge continentale avait une concavité initiale vers l'Ouest centrée sur 18°S, alors cette géométrie doit s'accroître et provoquer l'horizontalisation symétrique des deux segments latéraux (Fig. I.12 b). Une fois la géométrie de la subduction acquise, celle-ci contrôle la courbure de la marge continentale au niveau de chaque segment (Isacks, 1988). En quelque sorte, la géométrie de la marge et celle du plan de subduction se contrôlent mutuellement au niveau des segments latéraux (5°S-15°S et 27°S-32°S) et du segment central (15°S-27°S) (Isacks, 1988). Les variations de géométrie du panneau plongeant et l'accentuation des courbures s'entretiennent par un phénomène de *feed back* (Fig. I.12b). Ces changements influent sur les vitesses de subduction et sur la quantité de déformation de la marge continentale (Isacks, 1988).

I.2.4. Bilan

La convergence relative entre la plaque océanique et la plaque continentale est orientée N75±5° et le taux de convergence actuel est estimé à environ 10 cm/an. Entre 5°S et 46°S, l'orientation du vecteur et le taux de convergence actuels sont constants. Ces conditions de convergence aux limites du continent semblent avoir la même orientation depuis environ 49 Ma et conserver une vitesse relativement élevée depuis cette période. Le taux de convergence a cependant été le plus fort entre 20 et 10 Ma.

Le couplage dû à la subduction de la plaque Nazca sous le continent sud-américain soumet la bordure occidentale de ce dernier à un état de contrainte actuel compressif, E-O à ENE-OSO entre 5°S et 46°S (Assumpção, 1992, Zoback, 1992). L'écart angulaire entre la direction de la contrainte maximum horizontale transmise à la marge et le vecteur convergence relative implique que le couplage entre les plaques océanique et continentale le long des Andes n'est probablement pas le seul mécanisme responsable de l'état de contrainte intraplaque (Assumpção, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992). Il faut en effet, selon ces auteurs, envisager l'ensemble des conditions aux limites de la chaîne contribuant à l'état de contrainte interne des Andes et de leur voisinage immédiat.

Enfin, la pente du panneau plongeant sous le continent varie du Nord au Sud à travers quatre segments principaux. La pente est sub-horizontale à la latitude des Andes péruviennes (5°S-15°S) et des Sierras Pampeanas (27°S-33°S). Elle est de 30° vers l'Est à la latitude de l'Altiplano-Puna (15°S-27°) et au Sud de 32°S. La pente et la convexité du panneau plongeant semblent être une accommodation géométrique de la courbure de la frontière entre plaque subductée et plaque chevauchante.

I.3. Segmentation de la géologie des Andes centrales

Dans les Andes centrales, la topographie et la géométrie de la plaque subductée sont caractérisées par une symétrie bilatérale remarquable autour d'un axe horizontal passant par 18°S (Arica) et orienté parallèlement à direction de la convergence relative (Fig. I.1) (Gephart, 1994). La segmentation morphologique, magmatique et sismo-tectonique de la marge continentale coïncide, en première approximation, avec les variations latérales de la pente du plan de subduction de la plaque Nazca (Barazangi & Isacks, 1976; Allmendinger *et al.*, 1983; Chinn & Isacks, 1983; Jordan *et al.*, 1983a; Yamaoka *et al.*, 1986; Cahill & Isacks, 1992; Whitman *et al.*, 1992; Araujo & Suárez, 1994; James & Snoke, 1994; Li & Clark, 1994; Norabuena & Snoke, 1994). A l'aplomb du segment le plus penté (15°S-28°S) se développe un arc magmatic actif, un haut plateau et une ceinture plissée (*thin-skinned tectonics*) dans la zone sub-andine au front de la chaîne (Fig. I.3 b, I.2 et I.10 b). En revanche, au niveau des deux segments de subduction sub-horizontale (5°S-15°S et 27°S-32°S), il existe une lacune de volcanisme, le haut plateau disparaît et la déformation dans l'avant-pays se caractérise par une tectonique de socle (*thick skinned tectonics*) (Fig. I.3 a, c, I.2 et I.10 b).

I.3.1. Segmentation morphologique des Andes centrales

La topographie des Andes centrales (Fig. I.1 a), peut être considérée comme l'expression directe de la déformation tertiaire à actuelle. En effet, dans cette région, le soulèvement de la chaîne et le magmatisme sont peu affectés par l'érosion (Isacks, 1988; Gephart, 1994).

La topographie des Andes centrales est marquée par l'existence du haut plateau andin, l'Altiplano-Puna (e.g. contour des 3000 mètres Fig. I.10 b). Cette anomalie topographique positive, d'altitude moyenne comprise entre 3700 et 4000 mètres s'étend sur 500 000 km², depuis le Pérou (15°S) jusqu'en Argentine (27°S) sur une longueur d'environ 2000 km et une largeur de 300 km. Cette topographie anormalement élevée est donc limitée à l'aplomb du segment de la plaque plongeant de 30° vers l'Est (Fig. I.10 b). La haute chaîne définie par les zones d'altitude moyenne supérieure à 3000 mètres, est large de 700 km au niveau de l'axe de symétrie du haut plateau (18°S).

Au Nord de 15°S et au Sud de 27°S les régions d'altitudes moyennes supérieures à 3000 mètres sont restreintes à la Cordillère principale et le haut plateau disparaît progressivement. Dans ces deux zones localisées à l'aplomb des segments sub-horizontaux de la plaque Nazca, la topographie est plus modérée et les reliefs importants sont limités à une frange étroite d'environ 150 km (Figs. I.1 a et I.10 b).

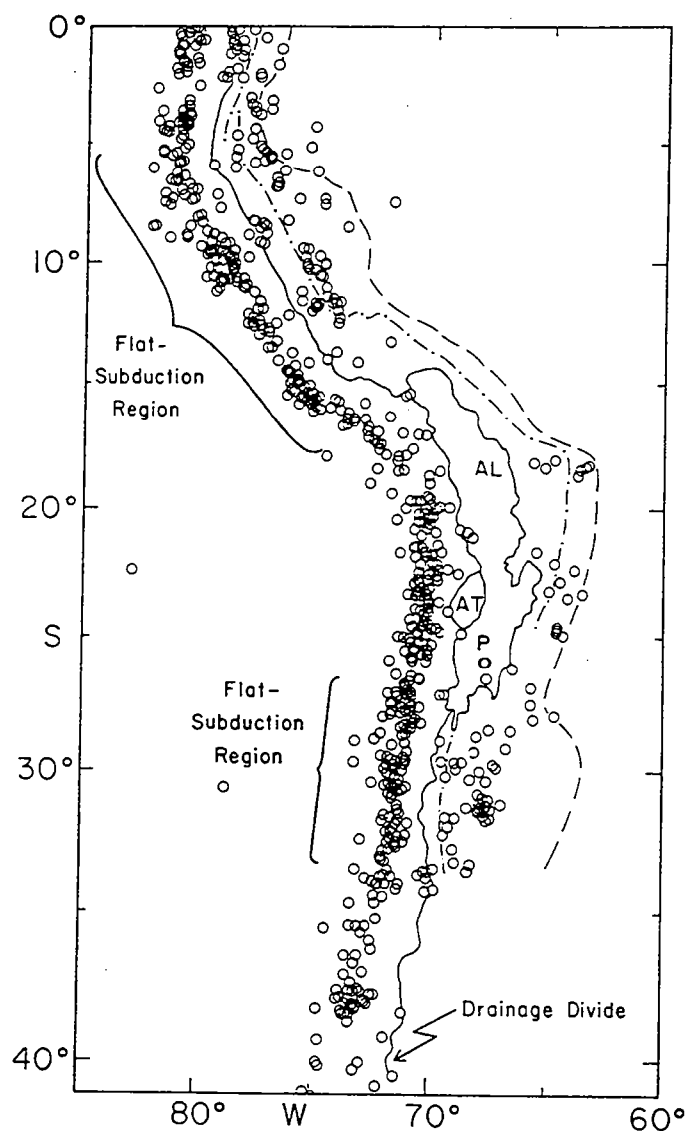


Figure I.13. Localisation des épicentres des séismes de profondeur inférieure à 60 km. L'activité sismique de la plaque chevauchante est plus importante au niveau des segment de subduction sub-horizontale. Entre 15°S et 27°S les séismes crustaux sont restreints à la zone sub-andine, au front de la chaîne. L'Altiplano (AL), la Puna (P) et le bassin d'Atacama (AT) sont des régions relativement aséismiques. Les traits noirs marquent les lignes de partage des eaux. (d'après Jordan *et al.*, 1983a).

I.3.2. Activité magmatique

A l'instar de la topographie, le volcanisme d'âge miocène supérieur à actuel coïncide remarquablement dans les Andes centrales avec la segmentation de la plaque subductée sous-jacente (Fig. I.1 b et I.10 b). L'arc volcanique actif entre 15°S et 28°S passe latéralement au Nord et au Sud à deux lacunes de volcanisme d'âge miocène supérieur à actuel (Jordan *et al.*, 1983b) corrélées avec le changement de géométrie de la plaque plongeante à environ 10 Ma (voir § I.2.3).

I.3.3. Variation de la sismicité et du style de tectonique

La sismicité de la plaque continentale est plus importante à l'aplomb des segments de subduction subhorizontale (Figs. I.13: sections B-B et D-D et I.11) (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983a; Chinn & Isacks, 1983). Les mécanismes aux foyers des séismes dans la croûte supérieure montrent la prédominance d'une contrainte horizontale maximale E-O depuis l'Équateur jusqu'en Argentine (Assumpção, 1992). Ces contraintes compressives horizontales sont à faible angle de la direction de convergence entre Nazca et l'Amérique du Sud (Stauder, 1973; 1975; Jordan *et al.*, 1983a). En outre, cette tectonique active intense semble correspondre aux régions affectées par une déformation compressive néogène (Jordan *et al.*, 1983a).

Le style de déformation affectant la croûte continentale dans les Andes centrales, entre 5°S et 33°S, est assez étroitement corrélé avec les variations de pente de la plaque océanique de Nazca (Jordan *et al.*, 1983a; Isacks, 1988; Cahill & Isacks, 1992).

Entre 15°S et 27°S, à l'aplomb de la zone de subduction inclinée de 30°, les hauts plateaux, la Cordillère orientale et la ceinture plissée de la zone sub-andine se développent à l'Est de la Cordillère principale (Figs. I.2, I.3 b et I.14). Le raccourcissement régional tertiaire E-O déterminé aux latitudes médianes du haut plateau atteint environ 300 km (Fig. I.14 b) (Schmitz, 1994). Ce raccourcissement tertiaire est accommodé par (1) la tectonique tégumentaire (*ou thin-skinned tectonics*) dans la zone sub-andine (60-140 km: Allmendinger *et al.*, 1983; Schmitz, 1994), et (2) la tectonique de socle (*ou thick-skinned tectonics*) dans la Cordillère orientale (30-80 km: Sheffels, 1990) et sur l'Altiplano (55 km: Baby *et al.*, 1990). Le Moho atteint une profondeur d'environ 60 à 80 km au centre du plateau (Fig. I.14) (Smalley & Isacks, 1987; Isacks, 1988; Reutter *et al.*, 1988; Introcaso *et al.*, 1992; Dorbath *et al.*, 1993; Schmitz, 1994; Zandt *et al.*, 1994). Ce segment des Andes centrales entre 15°S et 27°S est par conséquent, le plus raccourci et le plus épaissi de la Cordillère des Andes pendant le Tertiaire.

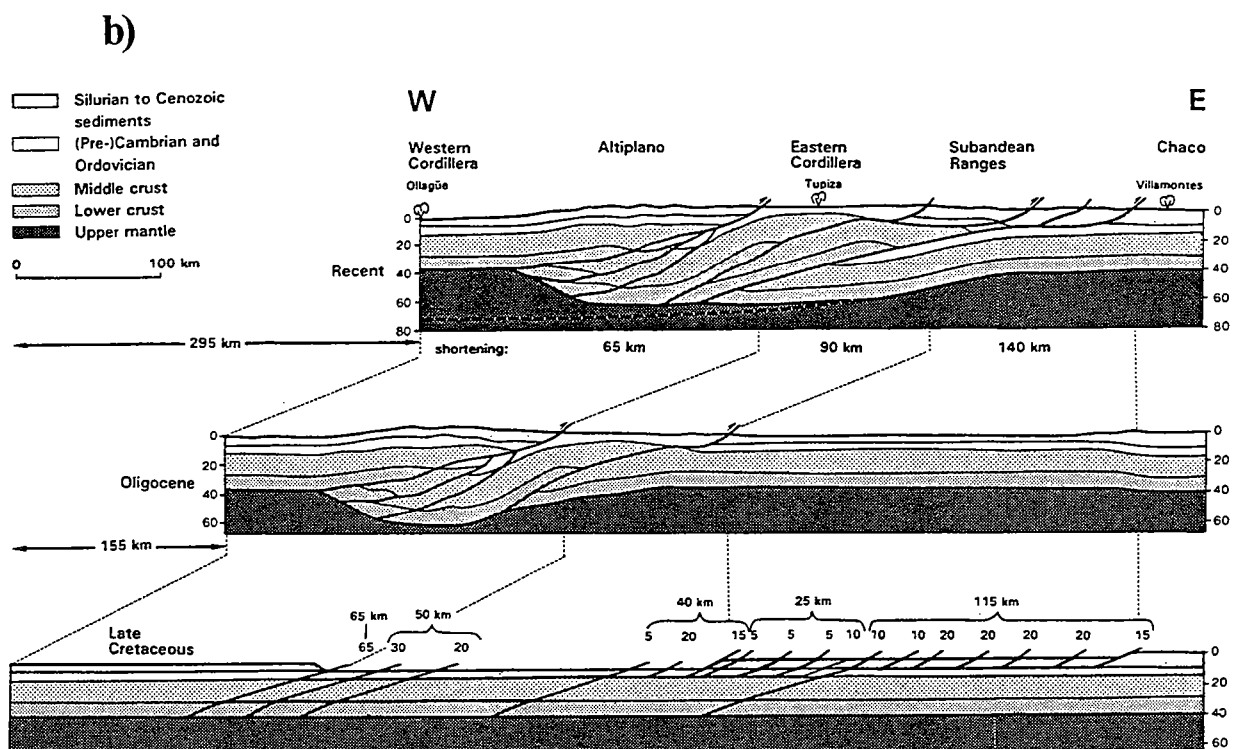
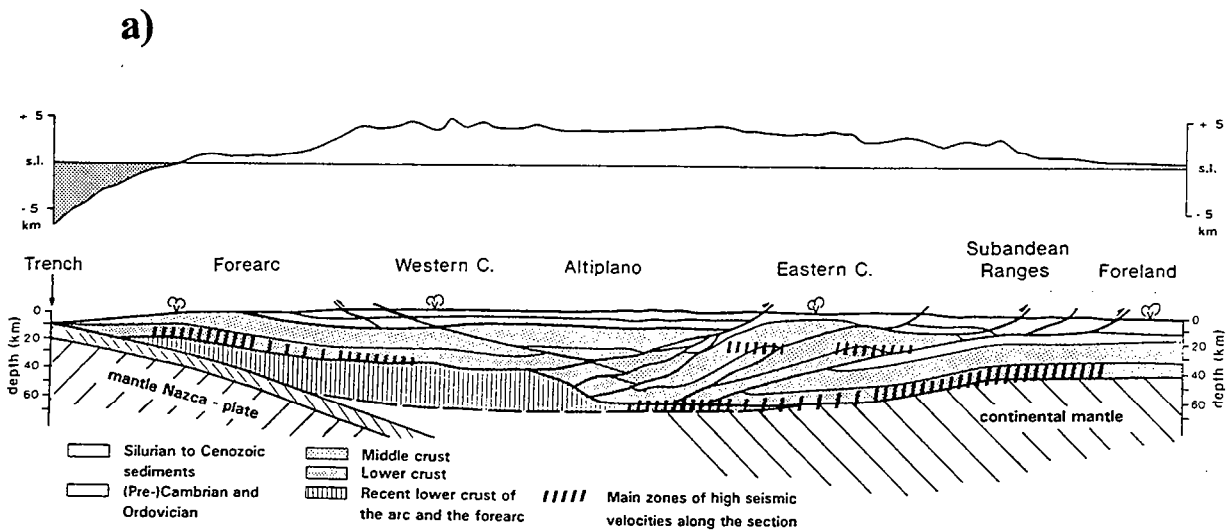


Fig. 3. Development of crustal shortening of the Central Andes since Late Cretaceous. Between the Western Cordillera and the foreland 295 km of crustal shortening is assumed, leading to a strongly thickened crust beneath the Altiplano and the Eastern Cordillera. Locations of seismic refraction shot points are given as reference. The dotted line indicates the continuation of the Moho from seismic studies; for further explanations see text.

Figure I.14. a) Coupe structurale interprétative à travers les Andes centrales à la latitude de 21°S. Exagération verticale de la topographie 1:7. Interprétation à partir de données de sismique réfraction. b) La restauration de la coupe entre la zone sub-andine et l'arc magmatique en considérant l'avant-pays fixe donne une estimation de 295 km de raccourcissement crustal depuis le Crétacé Supérieur (d'après Schmitz, 1994).

A l'aplomb des deux segments de subduction sub-horizontale, l'agencement des principales unités morphostructurales est différent et caractérisé par un style tectonique de type *thick-skinned* dans l'avant-pays (Fig. I.2 et I.3 a, c) (Allmendinger *et al.*, 1983; Jordan *et al.*, 1983a).

Dans le Nord-Ouest argentin entre 27°S et 33°S, la Cordillère Principale (i.e. l'arc) est limitée à l'Est par la Cordillère frontale et la zone plissée de la Précordillère (Fig. I.2 et I.3 c). Dans l'avant-pays, s'étendent les Sierras Pampeanas. Cette province, la plus orientale de la chaîne, est constituée d'une alternance de chaînons de socle et de bassins compressifs néogènes. Dans cette région, la déformation implique des failles d'échelle crustale (Jordan & Allmendinger, 1986). La quantité de raccourcissement régional E-O à travers la chaîne est d'environ 150 à 170 km, à la latitude de 30°S (Figs. I.2 et I.3 c) (Allmendinger *et al.*, 1990). Ce raccourcissement régional est distribué d'Ouest en Est dans les Cordillères Principale et Frontale (≈ 40 -50 km), dans la ceinture plissée de la Précordillère (≈ 95 km) et enfin à travers les Sierras Pampeanas (≈ 10 -20 km) (Allmendinger *et al.*, 1990; Regnier *et al.*, 1994). Le Moho atteint une profondeur de 65 km sous l'arc magmatique et oscille entre 35 et 45 km sous les Sierras Pampeanas (Introcaso *et al.*, 1987; 1992).

Au Pérou, au Nord de 15°S, la Cordillère occidentale (i.e. l'arc) est bordée à l'Est par la Cordillère orientale et la zone plissée sub-andine (Fig. I.2 et I.3 a). Dans l'avant-pays, à l'Est de la zone sub-andine, se développe le bassin de Yucayali dont le dépo-centre atteint 8 km d'épaisseur (James & Snoke, 1994). Cette zone frontale est caractérisée par une tectonique de socle s'exprimant par des failles d'échelle crustale à vergence Est (Fig. I.2 et I.3 a) (Assumpção, 1992; James & Snoke, 1994). La zone affectée par un style de déformation de type *thick-skinned* est cependant moins étendue que dans les Sierras Pampeanas (Jordan *et al.*, 1983a). Le raccourcissement régional devrait selon toute vraisemblance être comparable à celui observé au niveau de 30°S. Le Moho atteint une profondeur de 55 km sous la Cordillère occidentale et de 44 km sous l'avant-pays (James & Snoke, 1994).

En résumé, les régions à l'aplomb des segments sub-horizontaux sont globalement caractérisées par une quantité de déformation crustale plus modérée que celle observée à la latitude du haut plateau (Fig. I.3). La profondeur de la racine crustale sous l'arc magmatique et la quantité de raccourcissement régional sub-perpendiculaire à la chaîne diminuent symétriquement de part et d'autre de 18°S, ce qui semble indiquer que la déformation continentale se concentre entre 15°S et 27°S. Les Andes centrales sont donc constituées d'un segment central (15°S-27°S) intensément déformé depuis le Tertiaire se prolongeant par deux segments symétriques plus modérément tectonisés, au Nord (5°S-15°S) et au Sud (27°S-33°S). Cet édifice présente une arcature convexe vers le continent et une symétrie autour d'un axe orienté N75 à 18°S (Carey, 1958a; Beck,

1987; Isacks, 1988). Il est convenu d'appeler cette portion de chaîne courbe l'orocline bolivien (Carey, 1958a). Carey (1958b) a proposé le terme "orocline" pour décrire les édifices orogéniques ayant acquis une arcature au cours de leur évolution. (Orocline: du grec *opos*, montagne et *κλινω*, plier). Les différents modèles invoqués pour rendre compte de cette géométrie sont exposés ci-dessous.

I.4. Modèles cinématiques de structuration de l'orocline bolivien

Le développement de l'orocline bolivien est contrôlé par la convergence entre la plaque de Nazca et la marge continentale sud-américaine. Le principal problème au niveau de la limite de plaques est de comprendre dans quelles proportions le vecteur convergence relative est accommodé par la déformation de la plaque chevauchante d'une part, et par le glissement de la plaque plongeante dans le manteau le long de la fosse péruvo-chilienne d'autre part (Dewey, 1980; McKenzie & Jackson, 1983; Isacks, 1988; Cahill & Isacks, 1992; Dewey & Lamb, 1992; Platt, 1993).

Les modèles d'évolution de l'orocline bolivien doivent rendre compte de la géométrie actuelle, des variations latérales de la quantité de déformation et des conditions cinématiques, le long de la chaîne.

La structuration des Andes centrales par arcature de la chaîne a été suggérée (Carey, 1958a; Kono *et al.*, 1985). Isacks (1988) a proposé un modèle d'évolution. D'une part ce modèle s'appuie sur le fait que la bordure de la plaque continentale a absorbé des quantités de raccourcissement qui varient latéralement du Nord au Sud. D'autre part, il implique des changements de géométrie de la marge continentale. Beck (1987; 1993) et Dewey & Lamb (1992) défendent un modèle cinématique de rotations associées à un réseau de décrochements résultant de la convergence oblique de Nazca par rapport au continent. Enfin, Watts *et al.* (1995) soulignent l'influence de la flexure lithosphérique dans l'avant-pays andin sur la localisation de la déformation et sur le développement de l'orocline bolivien.

I.4.1. Décomposition du vecteur convergence relative en subduction et déformation continentale

La subduction le long des Andes centrales a une orientation constante depuis l'Eocène et un taux relativement élevé (10 cm/an) depuis le début du Miocène (Pardo-Casas & Molnar, 1987). Dans la mesure où le vecteur convergence relative représente la somme de la subduction et de la déformation continentale, les variations de la quantité de déformation continentale, le long de la Cordillère, doivent être compensées par des changements de vitesse de subduction (Fig. I.12) (Isacks, 1988).

Isacks (1988) admet l'hypothèse selon laquelle la marge continentale présentait, dès le Miocène, une concavité vers l'Ouest centrée sur 18°S (Fig. I.12 b). Si cette concavité initiale s'accroît sous l'effet de la convergence de la plaque Nazca, alors la vitesse de subduction augmente latéralement de part et d'autre de la déflexion de Arica (18°S). Si l'on considère que la courbure de la limite des plaques impose la géométrie du plan de subduction, cette concavité croissante centrée sur 18°S provoque la variation latérale de la pente du plan de subduction (Fig. I.15 a) (Isacks, 1988). Le panneau plongeant s'horizontalise symétriquement par rapport à 18°S. Au niveau des segments caractérisés par une subduction sub-horizontale (5°S-15°S et 27°S-33°S) la convexité vers l'Ouest de la marge s'accroît.

Selon ce modèle, au niveau du segment central (15°S-28°S), le plan de subduction plonge de 30°, la concavité de la marge vers l'Ouest augmente et la vitesse de subduction diminue. En revanche, les segments entre (5°S-15°S) et (27°S-33°S) migrent vers l'Ouest par rapport au segment central. Par conséquent, la pente de subduction s'horizontalise dans ces zones où la vitesse de subduction augmente. La convexité de la marge vers l'Ouest s'accroît donc entre 5°S-15°S et 27°S-33°S (Fig. I.12 et I.15 a).

Cette évolution latérale s'accompagnerait au niveau des segments de subduction sub-horizontale d'une disparition du coin asténosphérique entre plaque plongeante et plaque chevauchante. De ce fait, la largeur de la zone thermiquement affaiblie se réduit symétriquement par rapport au segment central (Fig. I.15 b). Entre 15°S et 27°S, la déformation affecte une large bande de la bordure continentale. Au contraire, dans les deux régions à l'aplomb de segments de subduction sub-horizontale (5°S-15°S et 27°S-33°S), la déformation continentale est plus modérée et affecte la bordure continentale sur une bande plus étroite (Isacks, 1988; Cahill & Isacks, 1992).

Pour Watts *et al.* (1995), les variations latérales de la quantité de déformation sont associées à la rigidité et à la réponse flexurale de la lithosphère continentale. Des études des anomalies gravimétriques et de la topographie (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Whitman, 1994; Coudert *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995), suggèrent que la flexure de la lithosphère continentale est maximale à la latitude de 18°S dans l'avant-pays andin et diminue vers le Sud et vers le Nord. Ces variations coïncident avec les changements de styles et de quantité de déformation dans l'avant-pays des Andes centrales. À la latitude de 18°S, là où le raccourcissement à travers la zone sub-andine est le plus important (>100 km), Watts *et al.* (1995) proposent une subduction continentale du bouclier brésilien sous les Andes centrales. Selon ce modèle, la convergence relative est en partie accommodée par la déformation continentale au cœur de l'orocline bolivien. Au contraire, au Nord de 15°S et au Sud de 28°S, dans les secteurs où le raccourcissement dans l'avant-pays est plus modéré (<100 km), les auteurs suggèrent que la faible rigidité de la lithosphère interdit la flexure du bouclier brésilien. Dans ces segments la

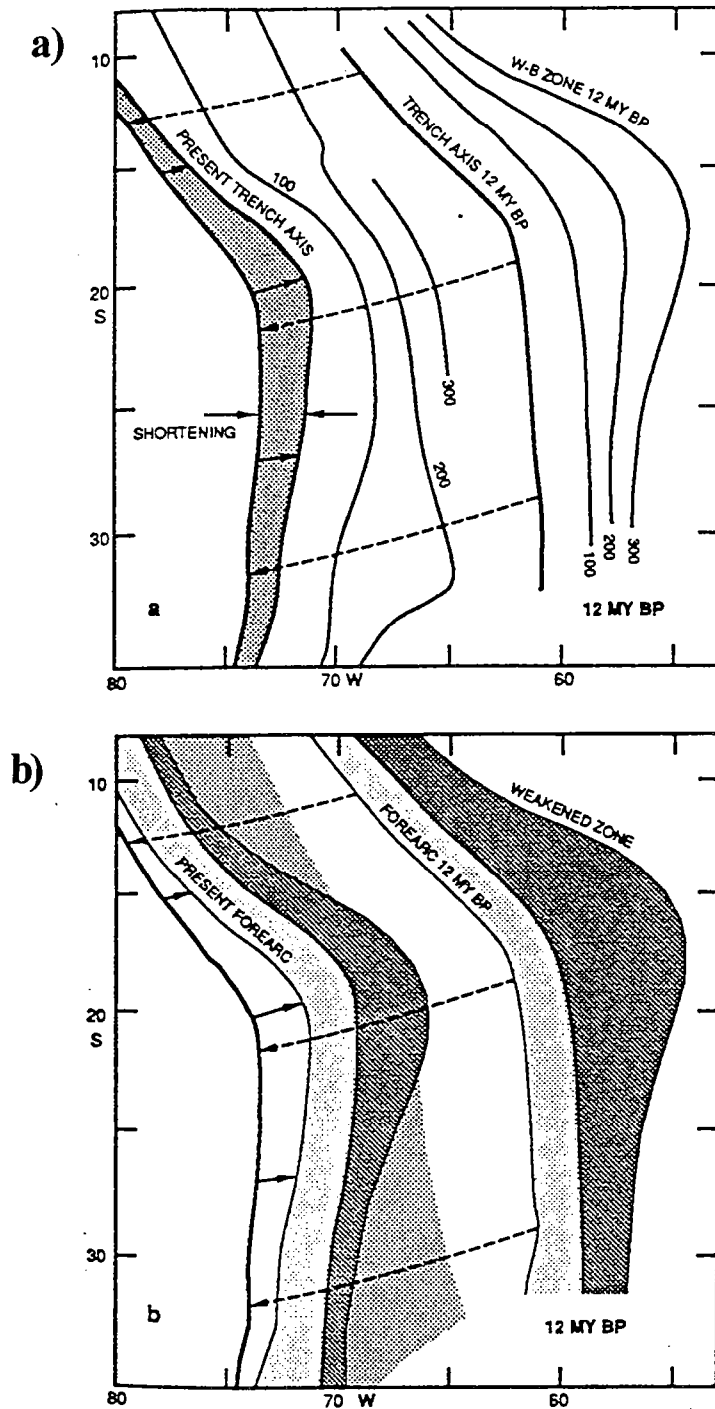


Figure I.15. Evolution hypothétique de la marge continentale de l'Amérique du Sud et de la plaque plongeante depuis 12 Ma. La plaque Nazca est considérée fixe par rapport à ces coordonnées actuelles. **a)** Variations latérales de la géométrie de la plaque plongeante entre 12 Ma et l'actuel. L'horizontalisation des segments latéraux est symétrique et la pente du segment central s'accroît au cours des derniers 12 Ma. La zone grisée représente la perte de surface de la plaque chevauchante entre les états initiaux et finaux. Cette perte de surface est accommodée par la migration de la limite de la plaque vers le craton. **b)** La zone en gris foncé représente le secteur lithosphérique affaibli par le coin asthénosphérique. La zone gris clair indique les régions où le coin asthénosphérique est réduit du fait de l'horizontalisation de la plaque Nazca. (d'après Isacks, 1988)

subduction de la plaque Nazca absorbe la majeure partie de la convergence relative entre les plaques.

1.4.2. Partitionnement de la déformation continentale en raccourcissement sub-parallèle à la convergence et en déplacements horizontaux (décrochements et rotations de blocs)

Lors d'une convergence oblique, comme dans les Andes, la quantité de convergence relative absorbée par la plaque chevauchante se répartit en deux composantes, l'une parallèle à la limite de plaques et l'autre orthogonale à cette limite (Fig. I.16 et I.17) (Beck, 1983; 1987; 1993; Dewey & Lamb, 1992). En conséquence, selon les auteurs, la déformation le long de la marge continentale doit se décomposer en déplacements horizontaux (décrochements et rotations de blocs) et en épaississement (structures compressives). En fonction de l'angle entre l'orientation de limite des plaques et le vecteur convergence relative, les quantités de déplacement et de raccourcissement varient. Ce phénomène contribue lui aussi à modifier les conditions cinématiques, le style tectonique et la quantité d'épaississement d'un segment à l'autre.

Le vecteur convergence relative de Nazca par rapport au continent a une direction constante sur toute la longueur de la marge entre 5°S et 46°S, alors que l'orientation de la limite entre les plaque varie du Nord au Sud.

Le vecteur convergence est orthogonal à la marge continentale au niveau du coude de Arica (18°S). En arrière de ce coude se développe la région la plus raccourcie des Andes (Fig. I.16).

L'angle entre le vecteur convergence et la limite océan-continent contrôle également le sens des décrochements et des rotations de blocs associées qui se développent sur la marge continentale parallèlement à la côte (Beck, 1987; 1993; Dewey & Lamb, 1992). Selon ce modèle, les décrochements devraient être dextres au Nord de 5°S (déflexion de Huacabamba), senestres entre 5°S et 18°S (déflexion de Arica), et à nouveau dextres au Sud de 18°S (Fig. I.16). Les rotations associées devraient être horaires au Nord de 5°S, anti-horaires entre 5°S et 18°S et à nouveau horaires au Sud de 18°S (Fig. I.17) (Beck, 1987; 1993; Isacks, 1988). La localité de Arica sur la côte chilienne constitue l'axe de l'orocline bolivien (Carey, 1958b). Selon Beck (1987, 1993) et Dewey & Lamb (1992), une telle distribution des champs de déplacement contribuerait (1) à faire converger la matière vers le centre de l'orocline depuis le Nord et le Sud de 18°S, et (2) à accentuer l'arcature de la chaîne (Beck, 1987; 1993; Dewey & Lamb, 1992).

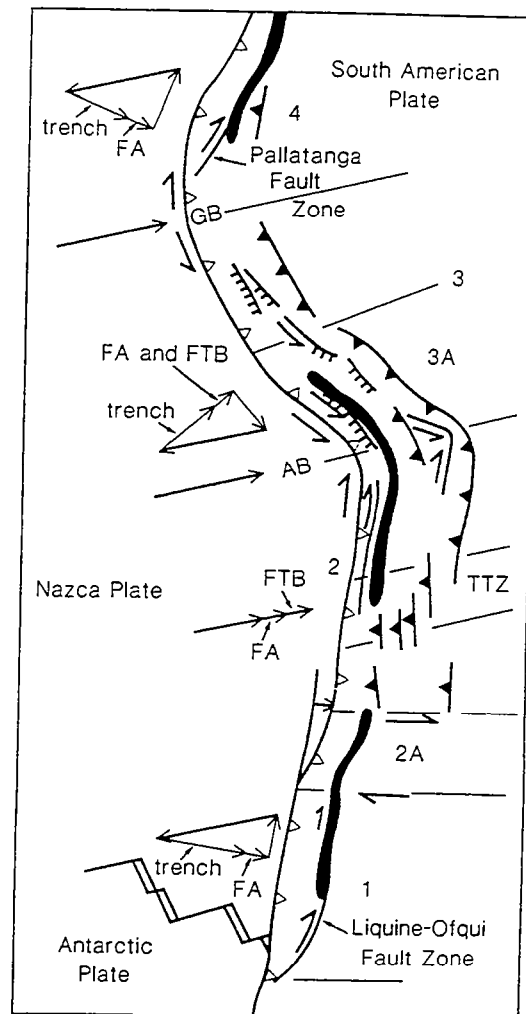


Figure I.16. Modèle de décomposition du vecteur convergence relative le long de la limite entre les plaques (d'après Dewey & Lamb, 1992). Une partie de la quantité de convergence est absorbée par subduction le long de la fosse (trench). Le reste de cette convergence est accommodé par le raccourcissement dans l'avant-arc (FA), au front de la chaîne (FTB) et par des déplacements horizontaux parallèles à la marge. GB: déflexion de Guyaquil; AB: déflexion de Arica. TTZ: zone de transfert de Tucumán. Les chiffres correspondent aux segments de la plaque chevauchante gouvernés par des conditions cinématiques différentes. L'arc volcanique actif est dessiné en noir.

a)

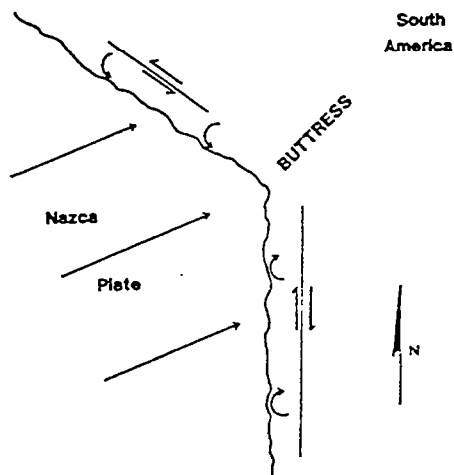


Figure I.17. a) Modèle cinématique d'évolution de l'orocline bolivien (d'après Beck, 1987). La convergence oblique de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud produit un champ de déplacements symétrique autour de la déflexion d'Arica. Des rotations anti-horaires associées à des décrochements senestres affectent la marge péruvienne. Les rotations horaires et les décrochements dextres symétriques sont observés le long de la marge chilienne, au Sud de 18°S. **b) et c)** Une compilation de rotations mesurées par des études paléomagnétiques supporte ce modèle de développement des Andes centrales et indique que les rotations interviennent dès le Crétacé Inférieur. **b)** D'après Roperch & Carlier, 1992. **c)** D'après MacFadden *et al.*, 1995.

b)

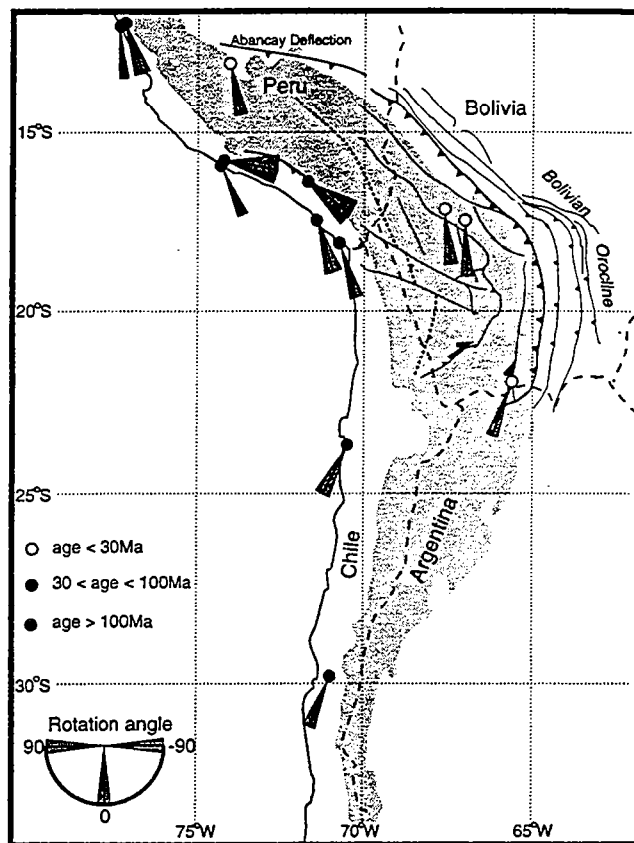


Fig. 15. Inferred apparent rotations and associated errors along the Bolivian orocline (data from Table 6). The shaded area corresponds to the area with average elevation above 3 km [from Isacks, 1988]. The structural fault system has been redrawn from Sempéré *et al.* [1991].

c)

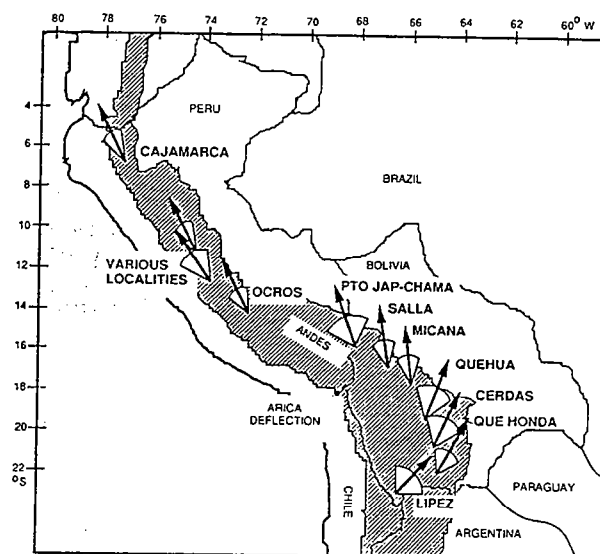


Figure 8. Map with plots of mean amounts of palaeomagnetic rotation for each locality in the northern and southern limbs and axis of the Bolivian Orocline. Cones around the mean vector, R , represent the error uncertainty, ΔR (also see Table 2).

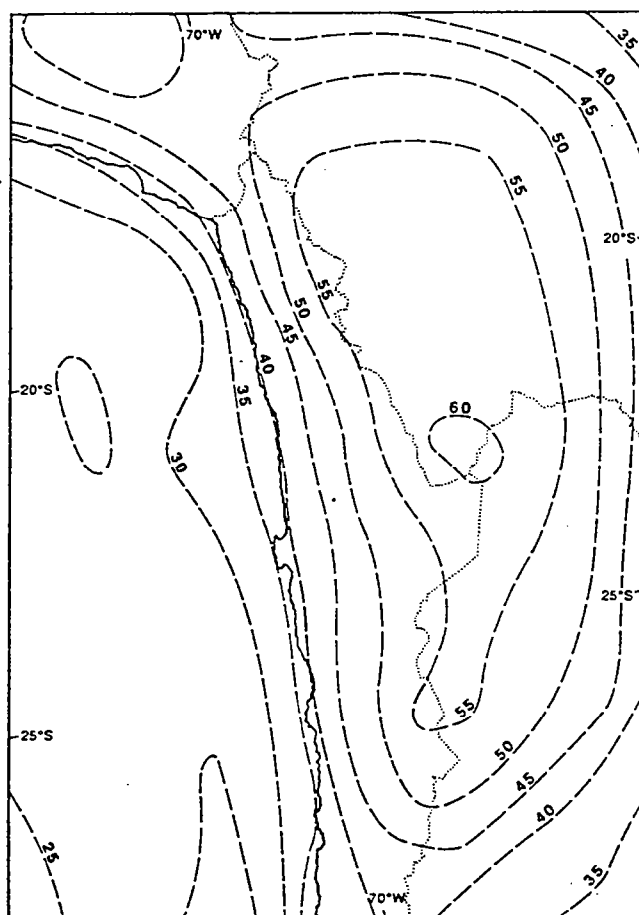


Figure I.18. Carte simplifiée des contours du géoïde (en mètres). Le maximum (60 m) est atteint au niveau de l'Altiplano-Puna, où la croûte est la plus épaisse. Les valeurs sont issues de mesures par satellite ou sur le terrain (d'après Francis & Hawkesworth, 1994).

De nombreuses études structurales et paléomagnétiques viennent corroborer ce modèle d'évolution des Andes centrales (Fig. I.17 b&c) (Allenby, 1987; Roperch & Carlier, 1992; Beck *et al.*, 1994, Rojas *et al.*, 1994; Beck *et al.*, 1995; MacFadden *et al.*, 1995). A l'Est de la vallée longitudinale (Fig. I.2), les systèmes de failles décrochantes (Reutter & Scheuber, 1988; Reutter *et al.*, 1991; Flint *et al.*, 1993) ont un jeu dextre, compatible avec le modèle de Beck (1987).

Il semble que les décrochements et les rotations de blocs interviennent dès le Crétacé supérieur et affectent une marge continentale initialement courbe. La quantité de raccourcissement continental diminue symétriquement depuis le centre de l'orocline vers le Nord et vers le Sud. Les déplacements horizontaux sont accommodés par un réseau symétrique de décrochements conjugués auxquels s'associent des rotations de blocs de sens opposés de part et d'autre de 18°S.

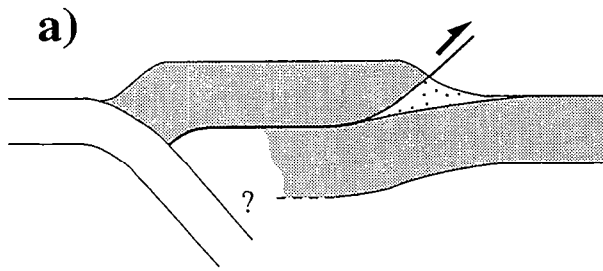
I.5. Développement et dynamique du haut plateau andin

La déformation de la marge continentale dans le segment central (15°S-27°) se traduit par une anomalie topographique positive et par une croûte continentale anormalement épaisse. L'essentiel du raccourcissement crustal et du soulèvement du haut plateau semblent dater du Miocène moyen à supérieur pour l'Altiplano (Fig. I.14) (Isacks, 1988; Sébrier *et al.*, 1988a; Gubbels *et al.*, 1993; Kennan *et al.*, 1994; Schmitz, 1994;) et probablement du Mio-Pliocène pour la Puna (Jordan *et al.*, 1983b, Allmendinger, 1986; Vandervoort *et al.*, 1995). L'excès topographique de l'Altiplano-Puna (> 3700 m) est compensé isostatiquement par une racine crustale (Fig. I.14) et/ou par l'effet thermique du manteau supérieur (Froidevaux & Isacks, 1984; Richardson & Coblenz, 1994). Ceci se traduit par une anomalie positive du géoïde (Fig. I.18). Sous l'Altiplano-Puna, la racine crustale atteint localement une profondeur de 75 km (Fig. I.14) (Introcaso *et al.* 1987; 1992; Smalley & Isacks, 1987; Isacks, 1988; Reutter *et al.*, 1988; Dorbath *et al.*, 1993; Schmitz, 1994; Zandt *et al.*, 1994). La mise en place d'une telle hétérogénéité crustale, son état de contrainte interne et les perturbations qu'elle engendre à son voisinage sont encore controversés.

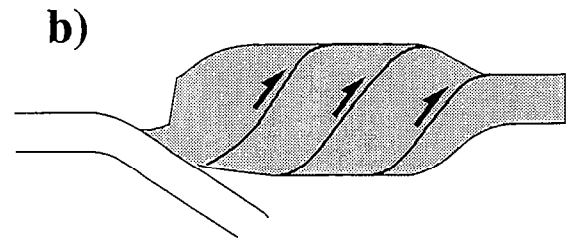
I.5.1. Soulèvement du haut plateau , épaissement crustal et amincissement lithosphérique

Le soulèvement du haut plateau en contexte de marge active s'explique habituellement par des modèles d'épaississement crustaux impliquant soit des intrusions de roches magmatiques soit du raccourcissement crustal associé à un amincissement du

Modèles structuraux

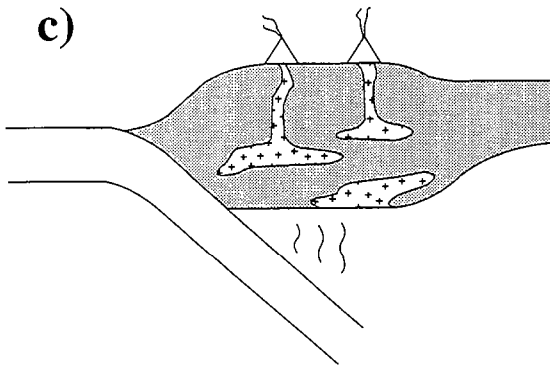


Subduction continentale

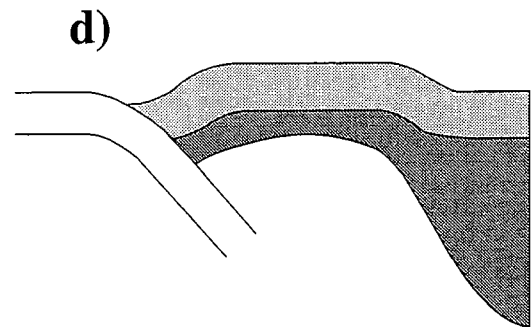


Raccourcissement distribué

Modèles thermiques et magmatiques



Apport magmatique



Amincissement du manteau
lithosphérique

Figure I.19. Principaux modèles de soulèvement du haut plateau andin. a) et b) Modèles structuraux. c) Modèle d'addition magmatique. d) Amincissement lithosphérique. D'après Allmendinger, 1986.

manteau lithosphérique (Allmendinger, 1986; Isacks, 1988). Les modèles d'épaississement thermiques et structuraux sont schématisés sur la figure I.19.

Modèles structuraux

Les modèles structuraux tentent de rendre compte du raccourcissement associé à l'épaississement au niveau du haut-plateau. Ils invoquent soit un chevauchement de la chaîne sur le craton brésilien le long d'un accident majeur (Fig. I.19 a) (Bally, 1981; Watts *et al.*, 1995), soit des failles inverses d'échelle crustale, distribuées sur toute la largeur du plateau (Fig. I.19 b) (Suárez *et al.*, 1983). Dans le cas du haut plateau andin, il s'avère que le raccourcissement crustal est accommodé par un nombre important de chevauchements délimitant des bassins compressifs (Fig. I.14) (Jordan *et al.*, 1983a; 1983b; Allmendinger, 1986; Schmitz, 1994).

Le raccourcissement E-O accumulé depuis le Crétacé dans la partie centrale du haut plateau est estimé à environ 300 km (Schmitz, 1994). Si l'on considère une épaisseur crustale initiale de 30 à 40 km, cette quantité de raccourcissement tectonique rend approximativement compte de l'épaisseur crustale actuelle. Une fraction mineure (20%) du volume crustal total actuel doit être expliquée par d'autres processus d'épaississement (Schmitz, 1994). Les modèles structuraux ne justifient pas totalement le volume de la croûte inférieure actuelle sous l'arc magmatique (Fig. I.14) (Schmitz, 1994).

Modèles d'addition magmatique

Les Andes centrales et particulièrement l'Altiplano-Puna sont des régions de forte activité plutonique et volcanique. Il faut, par conséquent, considérer la contribution des roches magmatiques au volume crustal (Fig. I.19 c) (Cobbing *et al.*, 1981; Pilger, 1983). Le taux d'addition magmatique est estimé à $1.3 \times 10^{-5} \text{ km}^3/\text{an.km}$ (Francis, 1994). Ce taux est insuffisant pour rendre compte du volume crustal actuel (Francis, 1994). En fait, la contribution de l'apport magmatique au volume crustal actuel pendant les derniers 15 Ma serait de 1.5% (Francis, 1994). L'addition magmatique semble donc être un phénomène secondaire et probablement localisé sous l'arc magmatique. Dans le modèle cinématique d'évolution des Andes centrales de Isacks (1988), l'épaississement crustal ne nécessite pas un volume important d'intrusions magmatiques, puisqu'il semble être essentiellement assuré par des mécanismes tectoniques.

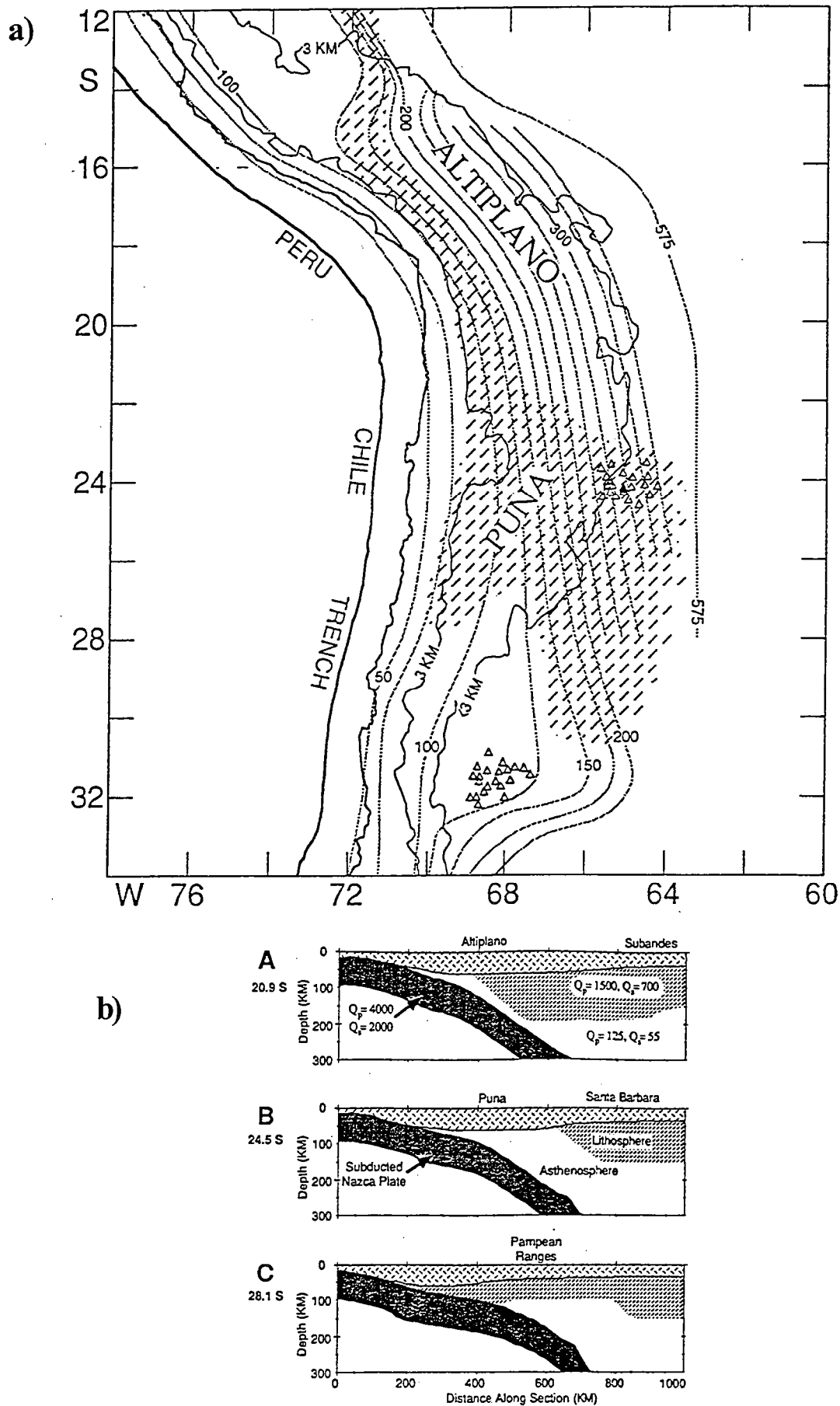


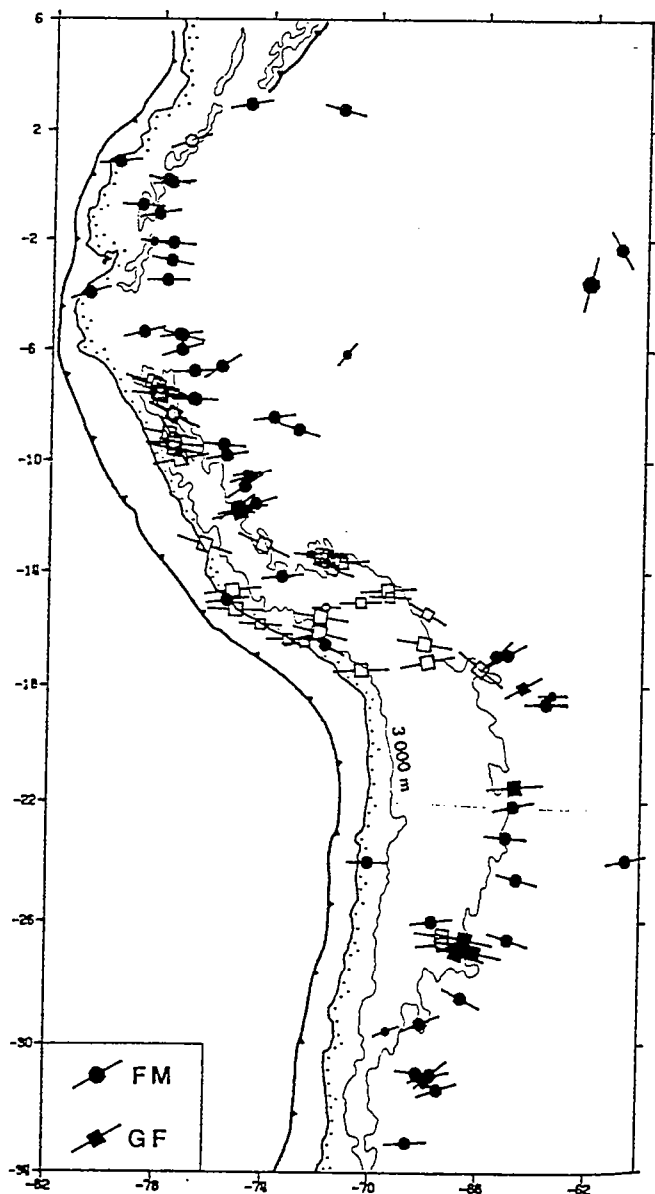
Figure I.20. a) Zone d'anomalie de propagation des ondes sismiques sous la Puna et les Sierras Pampeanas (zone hachurée). **b)** Interprétation de cette anomalie en termes d'amincissement lithosphérique sous les régions concernées. D'après Whitman *et al.*, 1992.

Modèles thermiques

L'altitude résulte probablement de l'action conjuguée du raccourcissement crustal (Fig. I.19 b) et d'un amincissement lithosphérique (Fig. I.19 d) (Allmendinger, 1986; Isacks, 1988; Francis, 1994). La Puna argentine a une altitude moyenne supérieure à celle de l'Altiplano bolivien (Isacks, 1988). Ceci suppose que ces deux régions sont caractérisées par des modes de compensation isostatique différents. L'anomalie d'atténuation des ondes sismiques sous la Puna et les Sierras Pampeanas (Fig. I.20 a) indiquerait un amincissement lithosphérique sous ces régions (Fig. I.20 b) (Whitman *et al.*, 1992). En outre, les teneurs de certains éléments traces et les caractéristiques isotopiques du volcanisme arrière-arc plio-quatenaire (Mahlburg Kay *et al.*, 1994), ainsi que les concentrations en isotopes de l'Hélium dans les fluides géothermaux (Hilton *et al.*, 1993; Hoke *et al.*, 1994) reflètent une diminution de l'épaisseur lithosphérique sous la Puna et les Sierras Pampeanas. Une telle variation de géométrie en profondeur par délamination lithosphérique (Whitman *et al.*, 1992; Hilton *et al.*, 1993; Hoke *et al.*, 1994; Mahlburg Kay *et al.*, 1994) suggère que l'amincissement lithosphérique prend une part plus importante dans le soulèvement de cette région qu'au niveau de l'Altiplano bolivien (Whitman *et al.*, 1992). De plus, les variations latérales de style tectonique sur le plateau et dans l'avant-pays immédiat pourraient être une conséquence de l'amincissement lithosphérique vers la Puna et les Sierras Pampeanas (Whitman *et al.*, 1992). En effet, les perturbations du gradient thermique contrôlent la rhéologie de la lithosphère et semblent influencer dans les Andes centrales sur le style de déformation (Wdowinski & Bock, 1994a; 1994b). Ainsi, une lithosphère plus mince dont la rigidité flexurale serait réduite, donc rhéologiquement affaiblie, favoriserait le passage d'une tectonique tégumentaire dans la zone sub-andine à une tectonique impliquant le socle dans une plus large mesure, au niveau de la Puna et des Sierras Pampeanas (Whitman *et al.*, 1994; Watts *et al.*, 1995).

Bilan

La plupart des modèles proposés pour rendre compte de l'altitude anormalement élevée du haut plateau andin favorisent une prédominance de l'épaississement crustal tectonique associé ou non à un amincissement du manteau lithosphérique. La flexure de la lithosphère à la latitude de 18°S pourrait permettre localement, au centre de l'orocline bolivien, le chevauchement de la bordure continentale sur le bouclier brésilien. L'addition magmatique semble être un phénomène secondaire dans le processus de développement du haut plateau.



a)

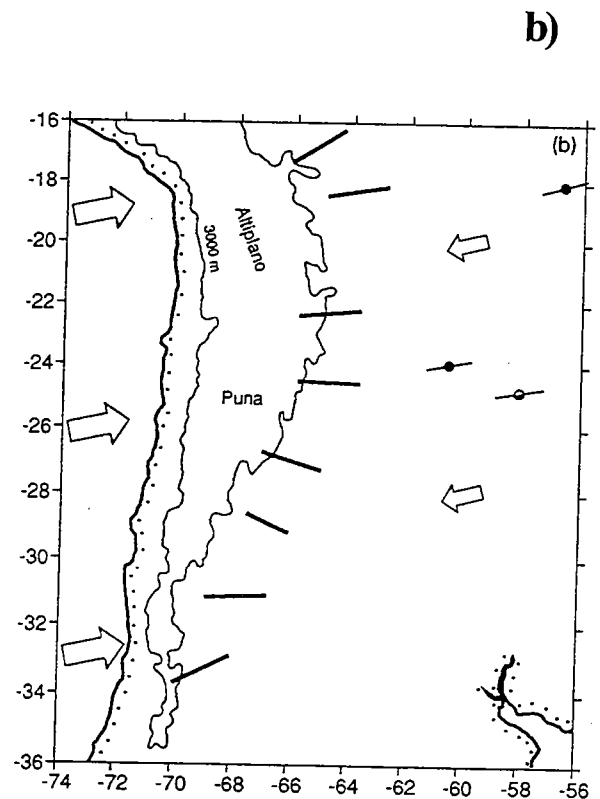


Figure I.21. a) Carte des orientations des contraintes maximales horizontales déduites de l'étude des mécanismes aux foyers des séismes (FM) et de l'analyse cinématique des populations de failles (GF). Les contraintes horizontales maximales déduites des mécanismes aux foyers sont majoritairement orientées E-W et compressives (symboles pleins: compression horizontale). Les symboles vides correspondent à une compression verticale. D'après Assumpção, 1992. **b)** Les contraintes horizontales maximales compressives ont une distribution radiale le long de la limite du haut plateau. Les variations angulaires observées par rapport à la direction de convergence relative (grandes flèches) sont interprétées en terme de perturbation du champ de contrainte régional par un effet local du haut plateau. Les petites flèches correspondent à la direction du mouvement absolu de la plaque Amérique du Sud (Modèle NUVEL-1 de Gripp & Gordon, 1990). D'après Assumpção & Araujo, 1993.

1.5.2. Etat de contrainte interne, effet de la topographie et des contraintes aux limites du plateau

La déformation de la lithosphère continentale le long des Andes centrales résulte de contraintes compressives approximativement Ouest-Est produites par la convergence océan-continent (Fig. I.21) (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Assumpção, 1992; Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992; Zoback, 1992). L'anomalie d'épaisseur de la croûte continentale et de la lithosphère est instable ou métastable, qu'elle soit d'origine tectonique ou magmatique. Le retour à l'équilibre doit s'accompagner d'une variation de l'état de contrainte interne et des conditions imposées aux limites.

Des modèles numériques théoriques indiquent que l'évolution d'un plateau peut être divisée en trois stades principaux (Fleitout & Froidevaux, 1982; Froidevaux & Isacks, 1984; Froidevaux & Ricard, 1987; Dewey, 1988; Dewey *et al.*, 1988).

Lors du premier stade, la topographie est acquise par la déformation lithosphérique sous l'effet de contraintes compressives aux limites. L'état de contrainte interne du plateau est caractérisé par des contraintes horizontales maximale et minimale supérieures à la contrainte verticale ($\sigma_{Hmax} > \sigma_{Hmin} > \sigma_{zz}$). Pendant le second stade l'épaississement est freiné par l'excès de charge topographique, et par conséquent, le haut plateau se développe en surface mais stabilise son altitude (Froidevaux & Isacks, 1984; Sun & Murrell, 1994). La contrainte principale intermédiaire devient σ_{zz} ($\sigma_{Hmax} > \sigma_{zz} > \sigma_{Hmin}$). Enfin, le troisième stade correspond à l'effondrement du plateau par relaxation, lorsque la contrainte verticale produite par l'excès topographique (forces de volume) l'emporte sur les contraintes horizontales régnant aux limites du système ($\sigma_{zz} > \sigma_{Hmax} > \sigma_{Hmin}$).

Des études micro-tectoniques et des compilations d'orientations des contraintes ont rapporté des évidences d'extension dans le Nord de l'Altiplano et dans les Andes péruviennes (Fig. I.21) (Dalmayrac, 1974; Mégard & Philip, 1976; Dalmayrac & Molnar, 1981; Mercier, 1981; Sébrier *et al.*, 1988a; 1988b; Béllier *et al.*, 1989; Mercier *et al.*, 1992; Assumpção, 1992; Zoback, 1992). Ces résultats cinématiques indiquent que le Nord de l'Altiplano et les Cordillères Orientale et Occidentale du Pérou auraient été soumis à la succession de régimes extensif au Pliocène, compressif au Pleistocène inférieur et enfin, extensif depuis le Pleistocène supérieur (Fig. I.22) (Mercier, 1981; Sébrier *et al.*, 1988a; 1988b; Béllier *et al.*, 1989; Mercier *et al.*, 1992).

La direction d'extension est ENE-OSO à NE-SO au Pliocène dans les hautes Andes (Fig. I.22 b). La Cordillère côtière à l'Ouest, et la zone Sub-andine à l'Est, seraient probablement soumises à de la compression. Cette direction d'extension sub-parallèle au vecteur convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud montrerait que le haut plateau a atteint, dès cette époque, un stade de relaxation.

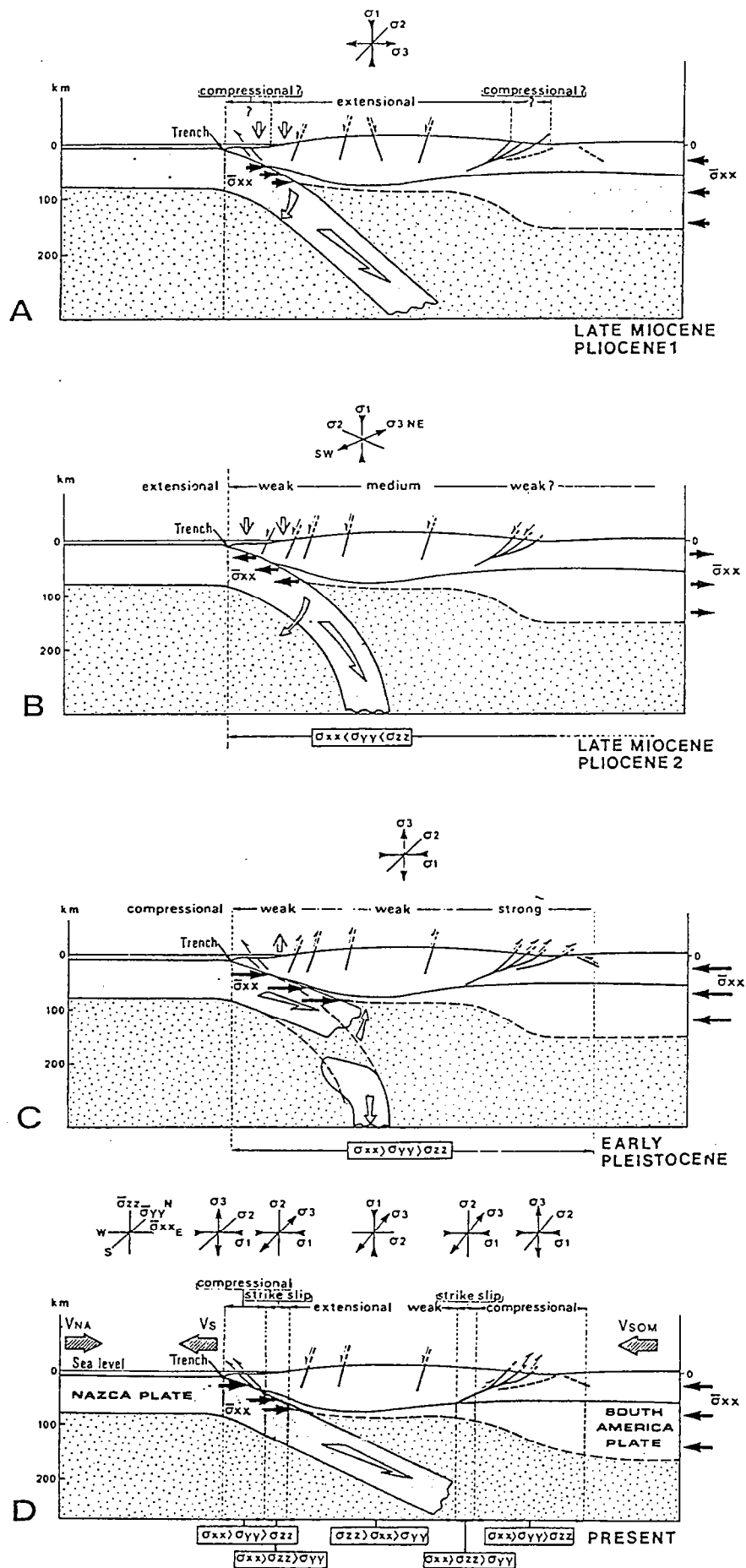


Figure 1.22. Modèle expliquant les changements de l'état de contrainte interne du haut plateau depuis le Miocène Supérieur. Les variations de contrainte interne du plateau résulteraient d'une compétition entre la contrainte verticale exercée par la topographie et les conditions imposées aux limites du système. D'après Mercier *et al.*, 1992.

La direction de contrainte horizontale maximale au pleistocène est approximativement E-O et sub-horizontale dans toutes les Andes péruviennes (Fig. I.22), et localement une compression N-S est identifiée.

Enfin, l'extension pleistocène à actuelle est N-S dans la haute chaîne, et le long de la Cordillère côtière, alors que la zone sub-andine serait soumise à une compression orientée approximativement E-O (Fig. I.22).

Cette alternance de régimes compressifs et extensifs (Fig. I.22), sur le haut plateau et dans les régions où l'altitude moyenne excède 3000 mètres, est attribuée par Mercier *et al.* (1992) à la variation dans le temps de l'importance relative des effets antagonistes de la topographie (contrainte verticale, σ_{zz} croissante) et du couplage à l'interface entre les plaques (contrainte horizontale, σ_{Hmax} croissante). En fait, ces hypothèses sur la dynamique du haut plateau sont strictement basées sur l'interprétation des failles normales comme le résultat d'un régime extensif affectant l'intégralité de la croûte continentale (Dalmayrac & Molnar, 1981; Mercier, 1981; Mercier *et al.*, 1992). En effet, les dimensions des failles suggèrent qu'il s'agit de failles normales d'échelle crustale (Sébrier *et al.*, 1985;1988; Mercier *et al.*, 1992). De plus, ces failles normales sont sismiques (Cabrera *et al.*, 1987). Il semble donc que ces structures extensives ne peuvent résulter uniquement d'un effet secondaire et superficiel de la topographie comme l'avaient suggéré Jordan *et al.*, 1983a. Elles sont par conséquent significatives d'un état de contrainte extensif à l'échelle de la lithosphère continentale.

A travers la partie méridionale de l'Altiplano bolivien, sur la Puna argentine et le long de la bordure sud-est du plateau, aucune évidence de régime extensif généralisé, associé à un effondrement du plateau n'a été décrite. Au contraire, il semble que la Puna, la Cordillère orientale et l'avant-pays immédiat (système de Santa Bárbara et Nord des Sierras Pampeanas) soient dominés par un contexte compressif depuis le Néogène (Allmendinger, 1986; 1984; Allmendinger *et al.*, 1987; 1989; 1990; Strecker *et al.*, 1989; Grier *et al.*, 1991; Zoback, 1992; Marrett *et al.*, 1994; Urreiztieta *et al.*, 1993; Assumpção, 1992; Assumpção & Araujo, 1993). Les analyses microtectoniques menées dans le Nord-Ouest argentin sur le haut plateau et sa bordure sud-est font état d'une variation du régime cinématique entre le Miocène supérieur et le Quaternaire (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1990; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). Du Miocène supérieur au Pliocène, le régime est compressif et se caractérise par une direction principale de compression orientée approximativement NO-SE à ONO-ESE et une extension sub-verticale. La déformation plio-quaternaire serait, en revanche, dominée par une composante décrochante dextre NS, parallèle à la chaîne. Le raccourcissement principal est orienté ENE-OSO, sub-parallèle à la convergence relative entre Nazca et l'Amérique du Sud et l'extension associée est NNO-SSE à NS. L'orientation de l'extension principale rapportée ici, dans le Sud de l'orocline bolivien (NNO-SSE à NS) est compatible avec le régime extensif NS, mentionné précédemment

pour le Nord de l'Altiplano et les Andes péruviennes (Mercier *et al.*, 1992). En définitive, la Puna argentine semble avoir une histoire différente de l'Altiplano Nord et central. La Puna paraît être à un stade plus précoce d'évolution caractérisé par une déformation compressive encore active.

1.5.3. Mécanismes influant sur la cinématique intraplaque, effet de l'Altiplano-Puna

La direction moyenne des contraintes compressives mesurées le long de la Cordillère des Andes est orientée approximativement E-O (Fig. I.21) (Assumpção, 1992; Zoback, 1992). La subduction de la plaque Nazca sous le continent est le mécanisme prépondérant imposant l'état de contrainte le long du continent. Il y a toutefois un faible écart angulaire entre la direction moyenne des contraintes compressives et le vecteur convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Il faut donc considérer l'intervention d'autres mécanismes contribuant à l'état de contrainte de la marge continentale sud-américaine (Assumpção, 1992). Selon des modèles numériques théoriques prenant en compte l'ensemble des conditions aux limites de la plaque Amérique du Sud et également les hétérogénéités lithosphériques intraplaques pour expliquer le champ de contraintes observé (Meijer & Wortel, 1992; Stefanick & Jurdy, 1992), la topographie du haut plateau andin semble avoir un effet significatif sur la cinématique de l'avant-pays (Isacks, 1988; Dewey & Lamb, 1992; Gephart, 1994). Le calcul des contraintes imposées par la variation latérale de densité entre le haut plateau andin et le bouclier brésilien prédit un régime compressif à la limite de l'Altiplano-Puna (Fleitout & Froidevaux, 1982; Richardson & Coblenz, 1994; Wdovinski & Bock, 1994b). L'influence des régions de topographie anormalement élevée sur le champ de contraintes intraplaque a été également décrite dans le cas du plateau tibétain (Tapponnier & Molnar, 1976; England & Houseman, 1988; Dewey *et al.*, 1988; Molnar & Lyon-Caen, 1988; Molnar *et al.*, 1993).

Les analyses microtectoniques et les mécanismes aux foyers des séismes indiquent que les contraintes horizontales maximales sont actuellement compressives dans toutes les Andes et en particulier à la limite du haut plateau andin (Fig. I.21 b et I.22 d) (Dalmayrac & Molnar, 1981; Mercier *et al.*, 1992, Assumpção, 1992; Mercier *et al.*, 1992; Zoback, 1992; Assumpção & Araujo, 1993). Ce régime est compressif tout le long de la bordure orientale du haut plateau quel que soit, apparemment, l'état de contrainte interne de celui-ci. En effet, en ce qui concerne la période récente plio-quaternaire, l'extension NS est apparemment prédominante dans le Nord du plateau et dans les Andes péruviennes (Mercier, 1981; Sébrier *et al.*, 1985; 1988; Béllier *et al.*, 1989; Assumpção, 1992; Mercier *et al.*, 1992; Zoback, 1992; Assumpção & Araujo, 1993). Au niveau de la Puna argentine la compression E-O sub-parallèle à la

convergence domine (Allmendinger, 1986; 1984; Allmendinger *et al.*, 1987; 1989; 1990; Strecker *et al.*, 1989; Grier *et al.*, 1991; Assumpção, 1992; Zoback, 1992; Assumpção & Araujo, 1993; Marrett *et al.*, 1994). Selon ces auteurs, une extension N-S sub-parallèle à la chaîne affecterait la région.

En outre, les directions de contraintes horizontales maximales à la bordure du plateau ont approximativement une distribution radiale (Fig. I.21 b) (Assumpção & Araujo, 1993). Cette distribution centrifuge des contraintes compressives au voisinage du plateau résulterait de l'accommodation des variations latérales de l'épaisseur lithosphérique et donc de la distribution des densités au sein de la lithosphère (Assumpção & Araujo, 1993; Richardson & Coblenz, 1994). Une distribution identique des contraintes déduites des mécanismes aux foyers des séismes (Tapponier *et al.*, 1986) et des trajectoires de déformation (Mattaue, 1986) est décrite au front de l'Himalaya. Il semble donc envisageable de considérer que l'évolution structurale de l'Altiplano-Puna influe à son voisinage sur l'état de contrainte et conditionne la déformation des régions limitrophes. Localement cet effet doit perturber la cinématique résultant de la convergence relative E-O entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.

I.6. Objectifs et méthodologie

Ce travail porte sur la bordure Sud-Est de l'orocline bolivien (27°S) qui représente une frontière entre des domaines caractérisés par une morphologie, des conditions cinématiques, et des quantités de déformation différentes. La zone étudiée est la transition entre Altiplano-Puna (fortement épaissi et raccourci) et Sierras Pampeanas (plus modérément déformées). Dans cette région, d'importantes variations du style tectonique interviennent dans l'avant-pays, entre la zone plissée sub-andine et les Sierras Pampeanas. Ces changements morphologiques et structuraux, majeurs en surface, coïncident avec une réduction vers le Sud de l'inclinaison de la pente de la plaque Nazca et avec la disparition du volcanisme cénozoïque au niveau de l'arc magmatique. Par conséquent, la limite Sud-Est du haut plateau andin se révèle être une cible intéressante pour une étude structurale du champ de déformation et une analyse cinématique. En outre, l'orocline bolivien présentant une symétrie axée sur Arica (18°S), il est envisageable d'élargir les interprétations cinématiques de la région étudiée à l'échelle des Andes Centrales.

Dans cette région, le soulèvement du haut plateau est généralement attribué essentiellement au raccourcissement crustal, associé à de l'amincissement du manteau lithosphérique. L'apport magmatique serait apparemment un mécanisme secondaire. L'approche structurale de terrain doit au moins permettre d'évaluer la contribution des bassins compressifs à l'épaississement crustal à la transition entre le plateau et l'avant-

pays. L'étude structurale détaillée des bassins compressifs néogènes à travers le Nord des Sierras Pampeanas doit aboutir à des estimations du raccourcissement régional à la limite entre la Puna et l'avant-pays. La comparaison des taux de raccourcissement estimés sur le plateau, à sa bordure et enfin dans l'avant-pays doit montrer dans quelle proportion le développement des bassins compressifs contribue à l'épaississement crustal et donc à l'édification du plateau.

Le développement des Andes centrales s'inscrit dans un modèle cinématique impliquant des variations de quantité de déformation le long de la marge continentale et des changements de conditions cinématiques sous l'effet de la convergence oblique de Nazca par rapport à l'Amérique du Sud. Ce modèle impose l'existence de zone de transfert à travers lesquelles les conditions cinématiques varient latéralement. L'analyse cinématique des populations de failles récoltées sur le terrain et la restauration numérique en carte de la région devraient permettre de caractériser le champ de déformation finie, et mettre en évidence d'éventuelles composantes décrochantes le long des structures néogènes à la latitude de Tucumán (27°S).

En outre, la zone étudiée se situe au Sud de la déflexion d'Arica (18°S). Des décrochements dextres associés à des rotations horaires affectent donc vraisemblablement le Nord des Sierras Pampeanas. La restauration numérique complétée par les résultats d'une étude paléomagnétique (Aubry *et al.*, 1996, Annexe I.2) devrait donner accès au champ de déplacements relatifs associé aux décrochevements tertiaires.

Le développement du haut plateau pendant le Néogène a pu contrôler le champ de structures et perturber la cinématique régionale à son voisinage. L'étude structurale et cinématique menée dans les bassins compressifs bordant la Puna devrait permettre d'évaluer l'effet local du plateau sur le champ de déformation et sur la cinématique régionale pendant le Néogène.

Chapitre II

**Contexte géodynamique et cadre géologique
de la bordure Sud-Est de la Puna argentine.**

II.1. Contexte tectonique général de la région étudiée

Les Sierras Pampeanas (Fig. II.1) sont situées au Sud-Est du haut plateau andin et constituent la province géologique la plus orientale dans l'avant-pays andin entre 27° et 33° de latitude Sud (Stelzner, 1923). La distribution des principales unités morphostructurales change à la latitude de Tucumán (27°S). Au nord de 27°S, depuis la fosse océanique du Chili jusqu'à l'avant-pays, la chaîne est constituée par la cordillère de la côte, la Cordillère Principale, la Puna, la Cordillère Orientale et les ceintures plissées de la zone sub-andine et du système de Santa Bárbara. En revanche au Sud, la chaîne se compose d'Ouest en Est de la Cordillère Principale, de la Précordillère et des Sierras Pampeanas (Fig. II.1).

Ce changement morphostructural important coïncide avec la variation progressive de la pente du plan de subduction de la plaque Nazca à 27°S (Isacks & Molnar, 1971; Barazangui & Isacks, 1976; Allmendinger *et al.*, 1983; Cahill & Isacks, 1992). La plaque océanique plonge de 30° vers l'Est sous le haut plateau, alors que le plan de subduction est sub-horizontale au niveau des Sierras Pampeanas. Cette segmentation du plan de Wadati-Benioff est associée à la lacune de volcanisme andésitique (Fig. II. 1) observée entre 27° et 33°S (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1991).

Cette province géologique marque une transition nette dans le style de déformation au front des Andes, dans l'avant-pays (Allmendinger *et al.*, 1983). En effet, la zone sub-andine au Nord de 24°S et le système de Santa Bárbara (24°S-27°S) sont affectés par une tectonique tégumentaire (*thin-skinned tectonics*), alors que les Sierras Pampeanas résultent d'une tectonique de socle (*thick-skinned tectonics*). Le système de Santa Bárbara constitue une transition entre la zone sub-andine et les Sierras Pampeanas (Allmendinger *et al.*, 1983). L'origine de la variation latérale du style tectonique dans l'avant-pays est encore controversée. Les variations latérales de style tectonique sur le plateau et dans l'avant-pays immédiat pourraient être une conséquence de l'amincissement lithosphérique sous la Puna et sous les Sierras Pampeanas, c'est à dire d'un profil lithosphérique particulier (Whitman *et al.*, 1992). Les propriétés mécaniques de la lithosphère, et en particulier son aptitude à la flexure, ont été corrélées au style de déformation dans l'avant-pays (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Coudert *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995). La déformation de type *thin-skinned* serait associée à un bassin flexural entre 15°S et 27°S, au contraire au Sud de 27°S la déformation de type *thick-skinned* se développe sans intervention de flexure de la lithosphère continentale. Enfin, Allmendinger *et al.* (1983) et Sheffels (1995), ont mentionné le contrôle possible de la paléogéographie, c'est à dire du rôle de la distribution des bassins sédimentaires anté-tertiaires, sur le style tectonique dans l'avant-pays andin.

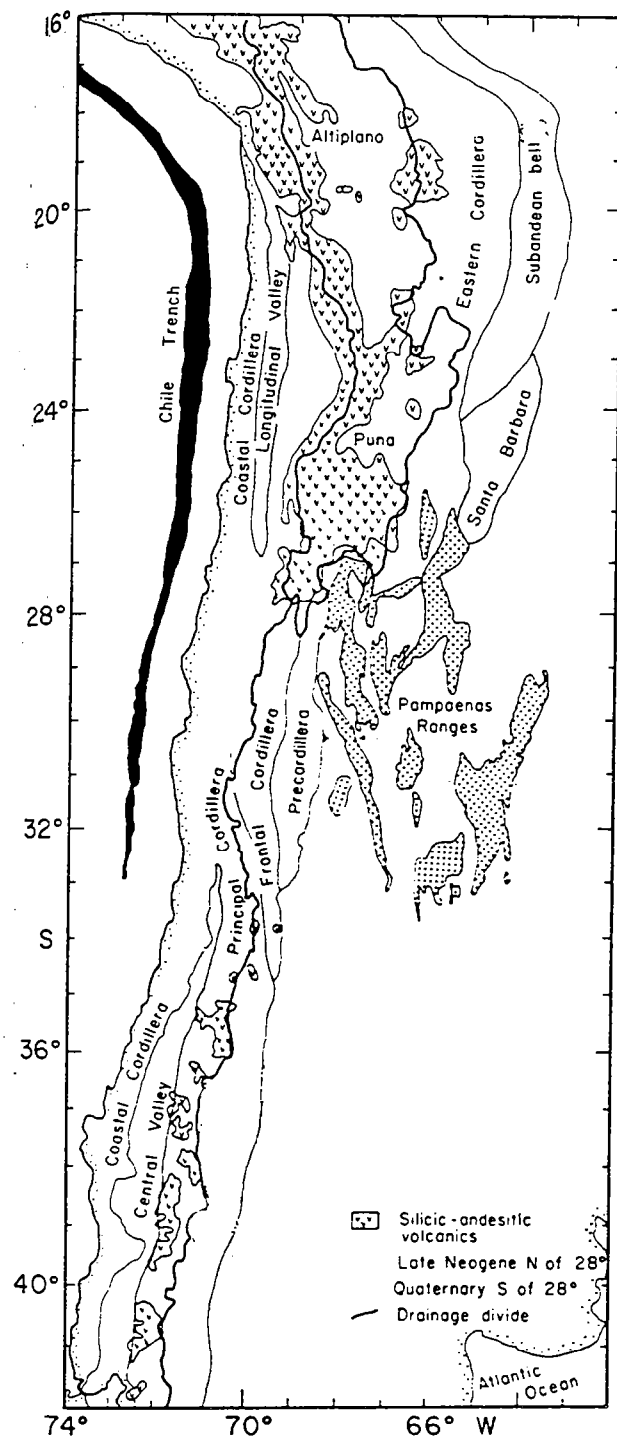


Figure II.1. Position géographique des Sierras Pampeanas par rapport aux principales unités morphostructurales. Modifié d'après Jordan et al., 1983.

Les Sierras Pampeanas sont des blocs de socle cristallin d'âge protérozoïque à tardi-paléozoïque qui séparent des bassins compressifs néogènes. Les limites entre les bassins et les chaînons montagneux sont des failles inverses à fort pendage. La région étudiée à la limite sud-est de la Puna se caractérise par une faible épaisseur, voire l'absence, de dépôts mésozoïques. Les séquences triassiques à crétacées ne sont présentes que dans la Precordillère, à l'Ouest et dans la zone sub-andine au Nord-Est (Fig. I.2.).

Les principales unités géologiques présentes dans le Nord-Ouest argentin sont décrites dans ce chapitre et leurs implications géodynamiques sont soulignées. Les principales unités lithologiques représentées à travers l'ensemble du Nord-Ouest sont (1) le socle cristallin protérozoïque à tardi-paléozoïque, (2) les unités mésozoïques et (3) la couverture volcano-sédimentaire tertiaire.

II.2. Evolution anté-andine

Le développement des Andes depuis le Crétacé jusqu'à l'Actuel ne représente que le dernier cycle orogénique qui a affecté la marge ouest de la plaque continentale sud-américaine. Le Sud des Andes centrales (22°-33°S) se situe, depuis le Pré-Cambrien, sur la marge sud-ouest du continent Gondwana. Cette partie occidentale de l'Amérique du Sud a enregistré successivement (1) l'agglomération protérozoïque à tardi-paléozoïque de Gondwana (de Wit, 1977; Martin *et al.*, 1981; Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988; Martin and Hartnady, 1986; de Wit & Ransome, 1992), (2) puis la dislocation du continent du Trias au Crétacé Moyen (Dickson *et al.*, 1968; Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & Labrecque, 1979; Nürnberg & Müller, 1991) et enfin, (3) le cycle Andin (Crétacé moyen à actuel).

II.2.1. Le socle cristallin: témoin de l'évolution protérozoïque à paléozoïque de la marge ouest de l'Amérique du Sud

Le socle composite sur lequel s'édifient les Andes est le produit d'une histoire tectonique tardi-protérozoïque à tardi-paléozoïque complexe et encore controversée. Ces événements tectoniques sont toutefois primordiaux car ils ont conditionné la nature et modelé la structure du socle cristallin qui constitue les Sierras Pampeanas dans les Andes Centrales.

L'évolution de la frange ouest de l'Amérique du Sud est étroitement liée durant cette période, aux épisodes d'accrétion du continent Paléozoïque Gondwana. De

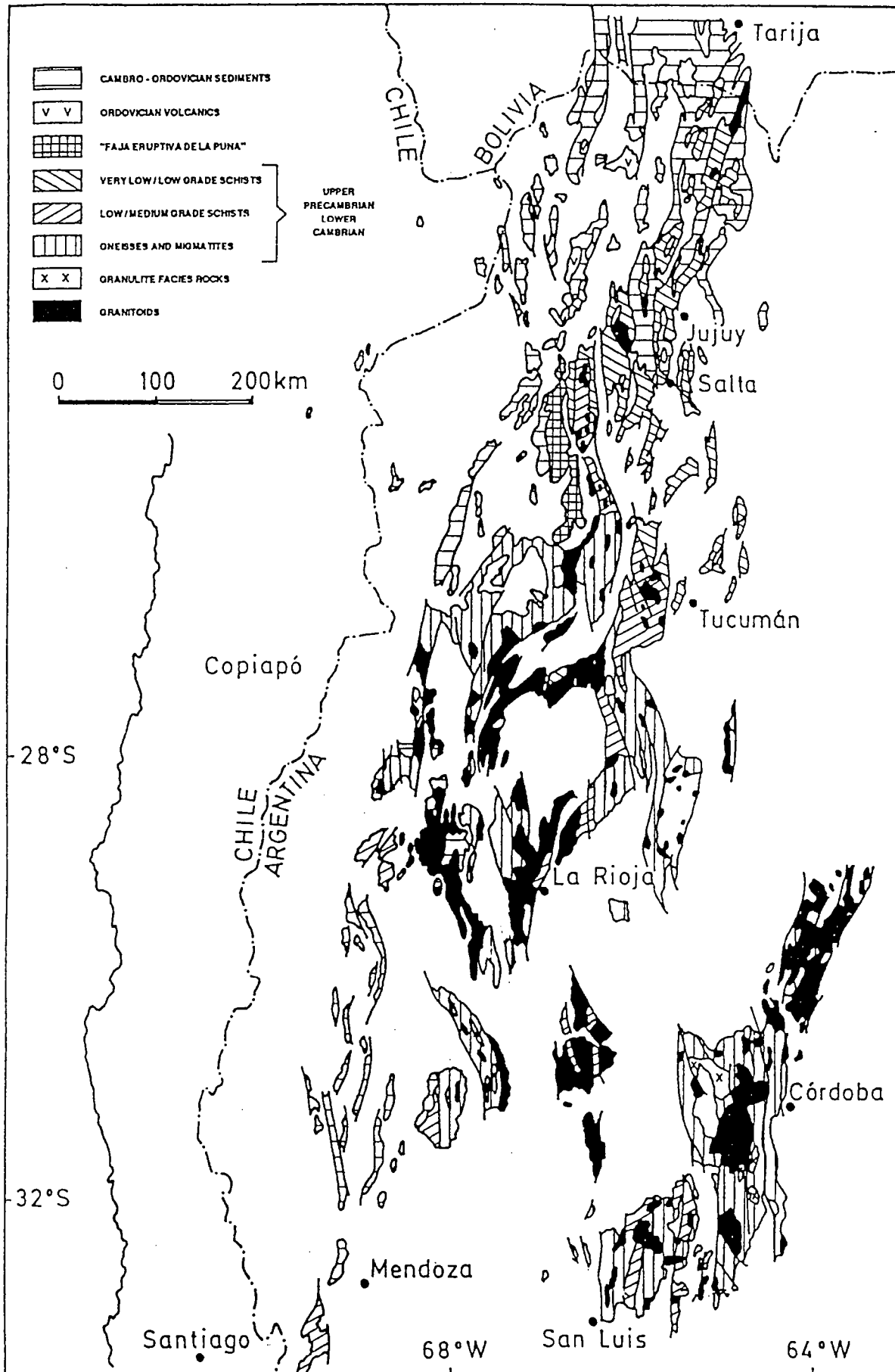


Figure II.2. Unités composant le socle cristallin protérozoïque et paléozoïque des Sierras Pampeanas et du Nord-Ouest argentin. Modifié d'après Delakowitz et al, 1991.

nombreuses incertitudes demeurent sur les contextes géodynamiques successifs. L'évolution du Nord-Ouest argentin est généralement décomposée en trois épisodes principaux: (1) le cycle Brasilien (Pan-Africain, 650 ± 100 Ma). (2) le cycle Famatinien siluro-dévonien (440-360 Ma) (3) le cycle hercynien du Carbonifère au Permien (Ramos *et al.*, 1988; Ramos, 1988; de Wit & Ransome, 1992).

Le socle cristallin des Sierras Pampeanas est hétérogène et les formations magmatiques et métamorphiques qui le composent peuvent être regroupées en deux ensembles principaux. D'une part, les unités ante-carbonifères qui résultent des cycles orogéniques anciens, d'autre part des unités carbonifères à permien liées au cycle hercynien.

Dans le Nord-Ouest argentin, les roches les plus anciennes sont les granites protérozoïques et les terrains métamorphiques associés (Fig. II.2.). Ces formations sont interprétées comme les ceintures marquant la collision du craton pampéen le long de la marge occidentale de Gondwana à cette période (Ramos *et al.*, 1986; Bahlburg & Breitzkreutz, 1991; Delakowitz *et al.*, 1991). A travers le Nord-Ouest argentin, deux domaines métamorphiques sont identifiables dans ce socle protérozoïque à cambrien (Mon, 1979; Garrasino, 1985; Ramos *et al.*, 1986). L'un se caractérise par des métasédiments de bas à moyen grade (Formation Puncoviscana) et s'étend principalement sur les actuelles Puna et Cordillère Orientale (Fig. II.2.). L'autre est essentiellement composé de gneiss et de migmatites et constitue la majorité des Sierras Pampeanas. La limite entre ces deux domaines est floue et se situe approximativement à la latitude de 27°S au niveau de Tucumán (Fig. II.2.).

Les formations paléozoïques inférieures commencent par les schistes et grès cambro-ordoviciens (Fig. II.2). Ces sédiments sont décrits comme des dépôts de plate-forme en domaine arrière-arc (Bahlburg & Breitzkreutz, 1991). Ils atteignent localement 5000 mètres de puissance et sont largement répandus sur le Nord de l'actuelle Puna et dans la précordillère bolivienne (Fig. II.2). Le développement de cet environnement arrière-arc est attribué à un épisode cambro-ordovicien d'extension intra-plaque le long de la frange sud-ouest de Gondwana (Ramos *et al.*, 1986; Mpodozis & Ramos, 1989; Ramos, 1988; de Wit & Ransome, 1992).

Les granites ordoviciens à siluriens de la ceinture éruptive de la Puna orientale (Fig. II.2) résulteraient d'un nouvel épisode de collision lors de la fermeture du bassin arrière-arc de la Puna (Mendez *et al.*, 1973; Ramos *et al.*, 1986; Bahlburg, 1990). Cette collision Ocoyique (Coira *et al.*, 1982; Mon, 1993) fait partie du cycle Famatinien qui correspondrait à une série de collisions le long de la bordure occidentale de Gondwana entre l'Ordovicien et le Dévonien (Aceñolaza & Tosselli, 1976; Ramos *et al.*, 1986; Dalla Salda, 1987; Ramos, 1988; Cingolani *et al.*, 1992; Tosselli *et al.*, 1992; Mon,

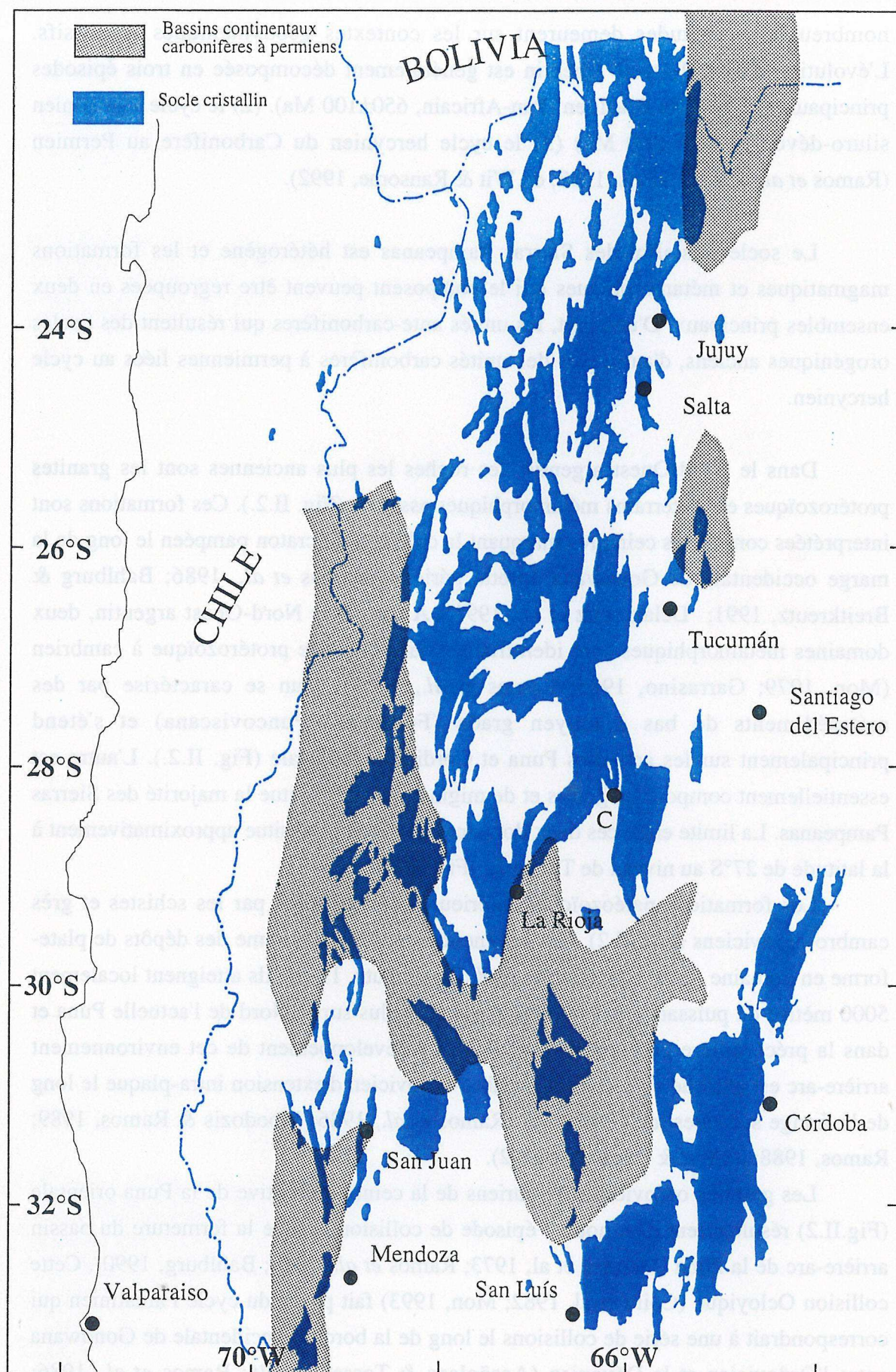


Figure II.3. Distribution paléogéographique des dépocentres des bassins carbonifères à permien dans le Nord-Ouest argentin. D'après Ramos et al., 1986 et Tankard et al., 1995.

SIERRAS PAMPEANAS

PUNA

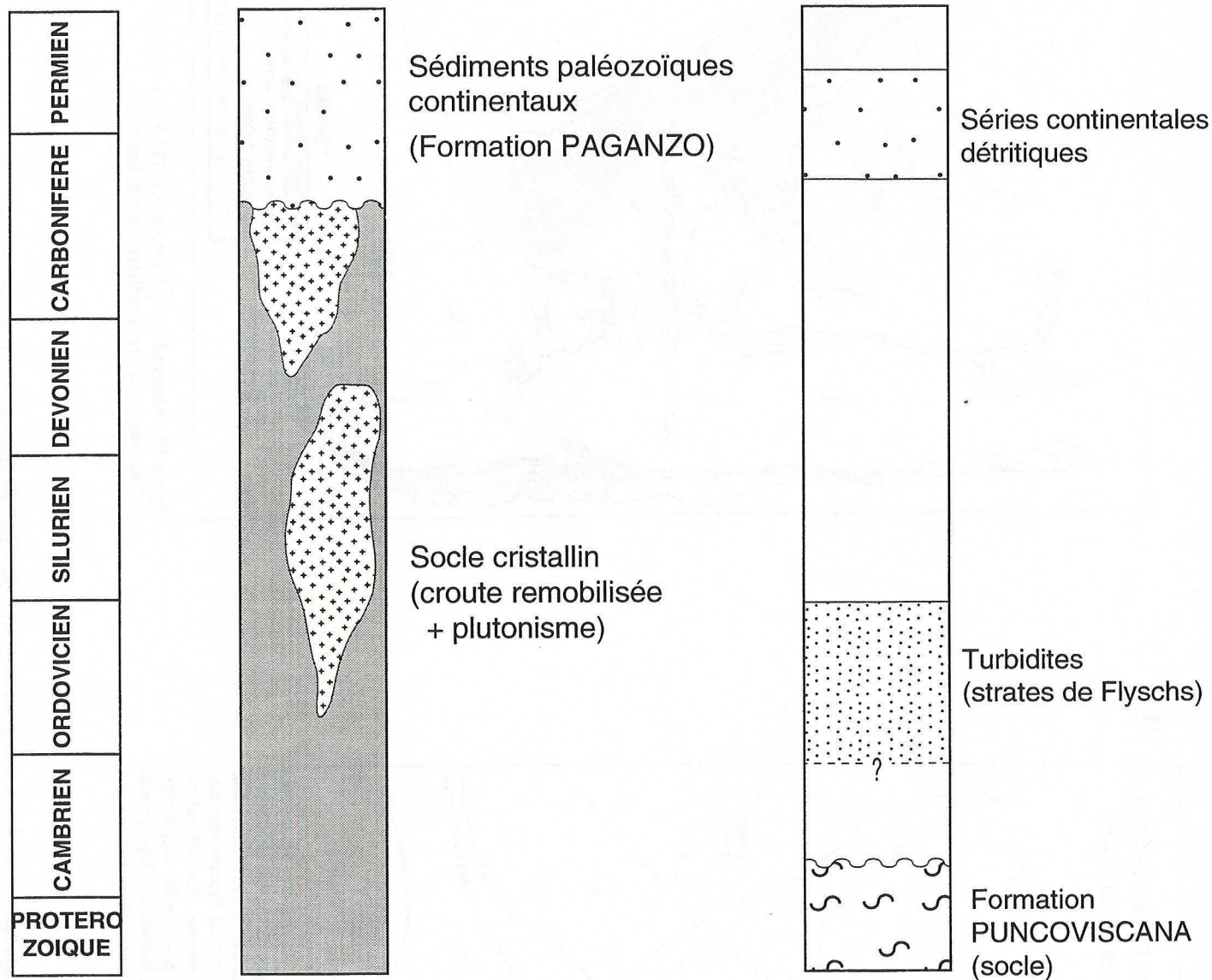


Figure II. 4. Socle cristallin des Sierras Pampeanas et de la Puna. Modifié d'après Ramos et al., 1986 et Bahlburg & Breitzkreutz, 1991.

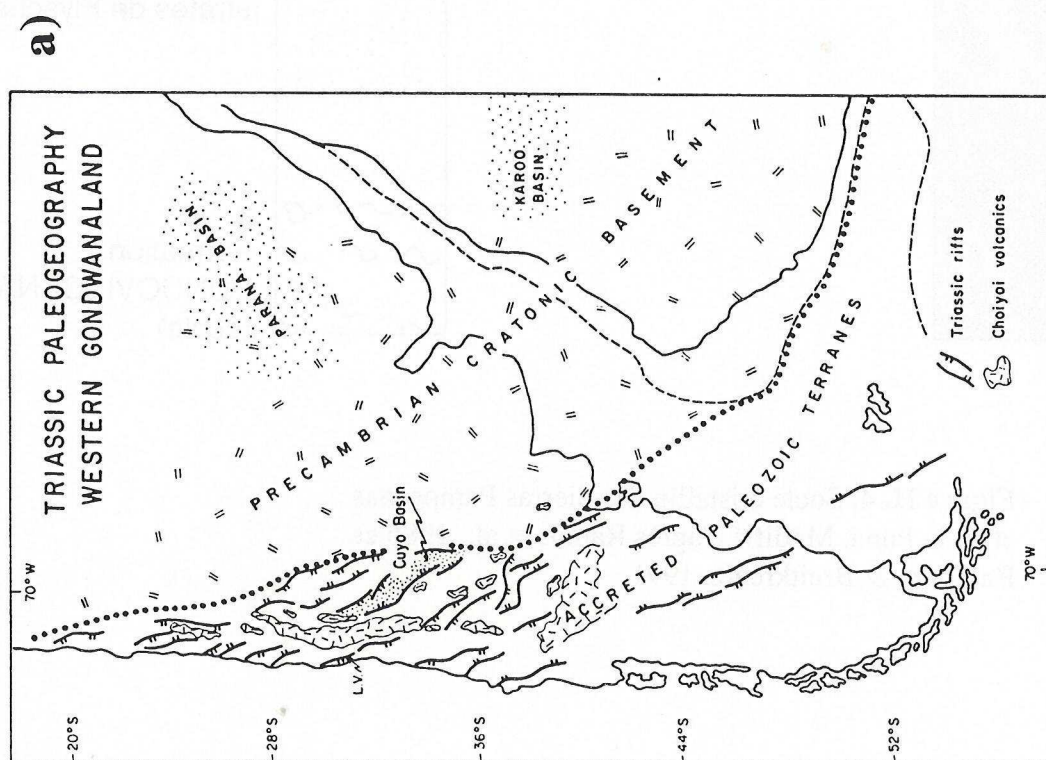


Figure 1. Map showing Triassic paleogeography of western Gondwana with the location of the main rift systems (from Uliana and Biddle, 1988; Uliana and others, 1989) that developed around the Precambrian cratonic basement within the accreted Paleozoic terranes. The inferred extent of the Choyoi granite-rhyolite province is shown for comparison (from Kay and others, 1989). L. V. indicates location of Triassic rocks near Los Vilos, Chile studied by Vergara and others (this volume).

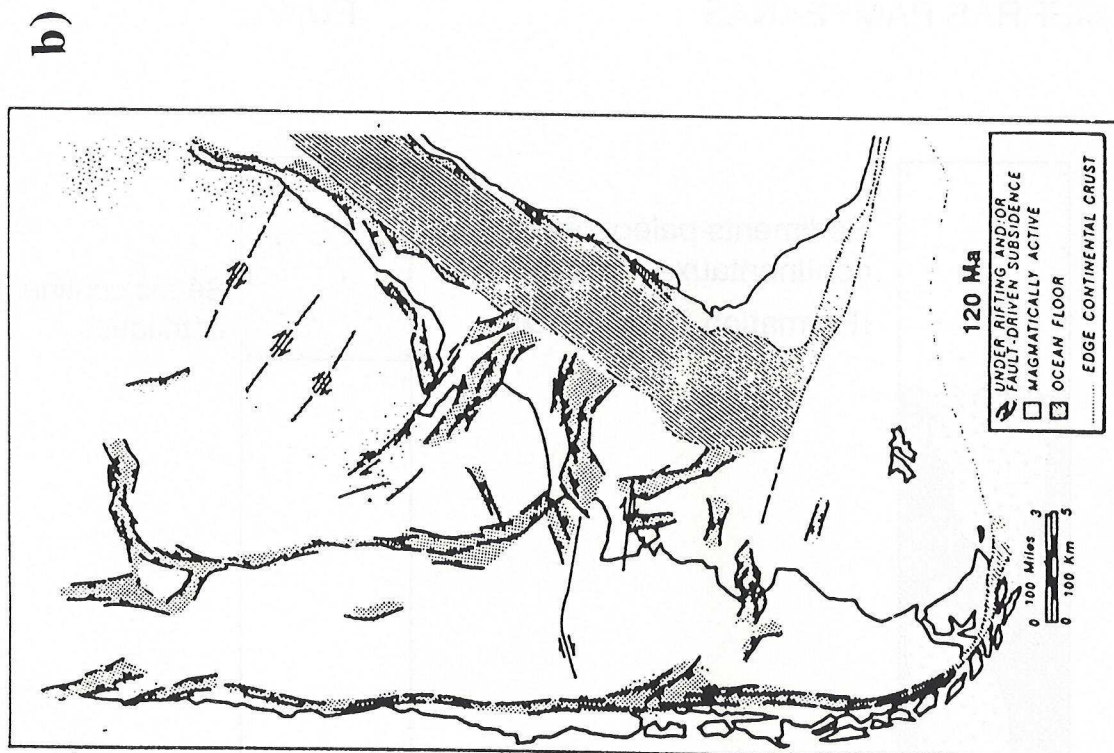


Figure 10—Areas of Early Cretaceous (120 Ma) extension and igneous activity, southern South America.

Figure II.5. Paléogéographie de la marge sud-ouest de Gondwana (a) au Trias (d'après Ramos & Kay, 1991) et (b) au Crétacé (d'après Uliana et al., 1989).

1993, Le Corre & Rossello, 1994; Vujovich *et al.*, 1994). Le contexte géodynamique et la chronologie de ces événements tectoniques restent toutefois très controversés (Bahlburg & Breitskreutz, 1991).

Entre le Carbonifère et le Trias, des dépôts continentaux s'accumulent au front de la proto-Précordillère (Fig. II.3) (Ramos *et al.*, 1986). Le développement de ce bassin d'avant-pays (Paganzo) est associé au dernier événement orogénique le long de la marge occidentale de Gondwana, à la fin du Paléozoïque (Ramos *et al.*, 1986; Dalla Salda, 1987; Ramos, 1988; de Wit, 1990; de Wit & Ransome, 1992; Milani, 1992). Quelques granites carbonifères correspondant à ce cycle hercynien affleurent à l'Ouest de l'actuelle Puna. Cependant l'activité magmatique intense associée à la subduction le long de la marge Pacifique se concentre, à cette période, à l'Ouest des Sierras Pampeanas, le long de l'actuelle Cordillère Frontale (Mpodozis *et al.*, 1985) et se propage vers l'Est du Carbonifère au Trias. La limite occidentale de la plaque Sud-américaine a donc acquis au moins dès la fin du Paléozoïque la géométrie de marge active qu'elle conserve encore aujourd'hui.

En résumé, le socle cristallin se compose de granites protérozoïques et d'unités métamorphiques de bas à moyen grade sur l'actuelle Puna et de gneiss et migmatites à travers les Sierras Pampeanas (Fig. II.2 et II.4). Les grès et schistes cambro-ordoviciens représentent l'essentiel des niveaux paléozoïques inférieurs sur la Puna. Toutes ces roches sont recoupées par des granites lors de deux pics d'activité magmatique entre l'Ordovicien et le Dévonien, puis lors du cycle hercynien au Carbonifère (Fig. II.2 et II.4). Cet ensemble cristallin est localement recouvert en discordance par les sédiments tardi-paléozoïques du Groupe Paganzo au Sud-Ouest des Sierras Pampeanas, au front de l'actuelle Précordillère (Fig. II.3 et II.4).

A travers tout le territoire argentin, les structures compressives majeures et la foliation associées aux épisodes orogéniques tardi-protérozoïques et paléozoïques sont orientées N-S à NO-SE (Aceñolaza & Tosselli, 1976; Ramos *et al.*, 1986; Dalla Salda, 1987; Ramos, 1988; Cingolani *et al.*, 1992; Cobbold *et al.*, 1992; de Wit & Ransome, 1992; Tosselli *et al.*, 1992; Mon, 1993; Le Corre & Rossello, 1994; Vujovich *et al.*, 1994). Ces structures NO-SE (Fig. II.5 a) constituent des zones de faiblesse qui seront largement réactivées pendant l'évolution mésozoïque et cénozoïque (Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1994).

II.2.2. Les bassins extensifs mésozoïques

Au cours du Mésozoïque, le Sud-Ouest du Gondwana sur la marge pacifique est affecté par une extension arrière arc généralisée (Fig. II.5) (Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1994). Les premiers bassins extensifs

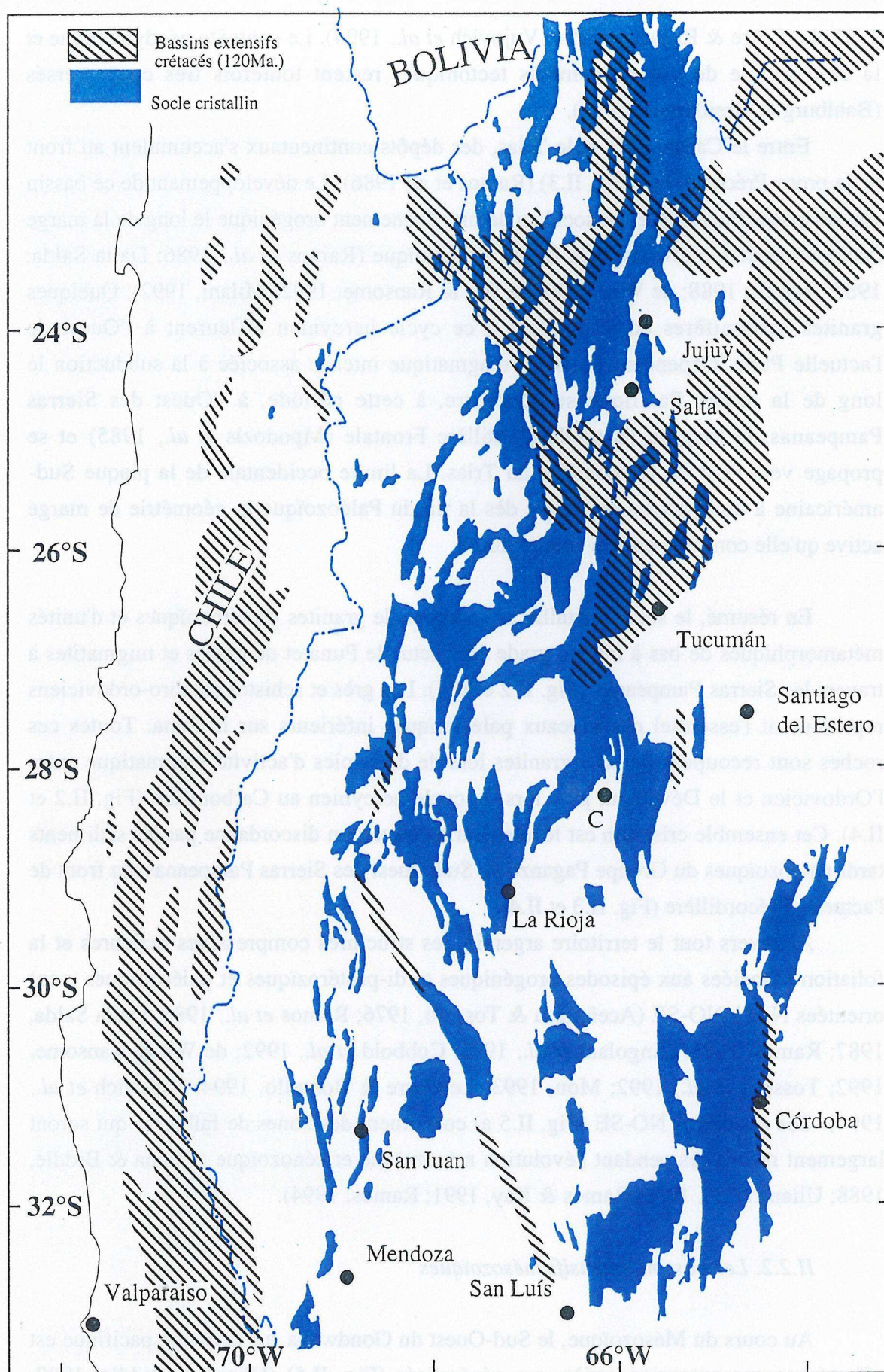


Figure II.6. Distribution paléogéographique des bassins extensifs crétacés. D'après Riccardi, (1988), Uliana & Biddle, (1988) et Uliana et al., (1989).

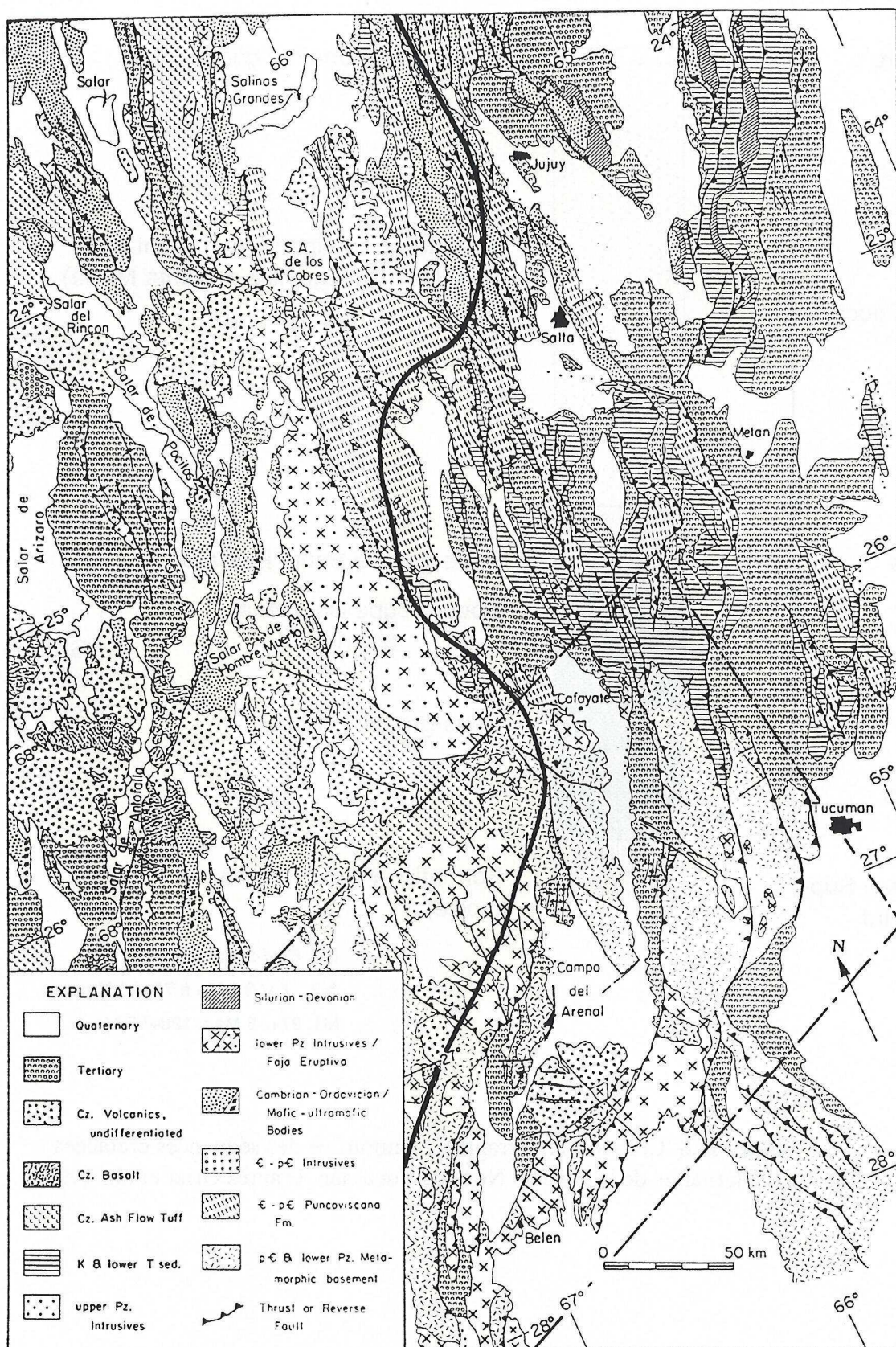


Fig. 4. Geologic map of the transition zone between 24° and 28°S (see Figure 2 for location). Map compiled from Mendez et al. [1972], Mendez [1974], Baldi et al. [1976a, b], Mon [1976a, b], Allmendinger et al. [1982], maps of the Servicio Geológico Nacional de Argentina, and LANDSAT analysis and unpublished field data by the authors.

Figure II.7. Carte géologique simplifiée de la transition entre les Sierras Pampeanas (27°S) et la Puna, la Cordillère Orientale et le système de Santa Bárbara au Nord. La limite du plateau est matérialisée par le trait gras. Les bassins intramontagneux néogène à la limite méridionale de la Puna sont entourés par le cadre en pointillés. D'après Allmendinger et al., 1983.

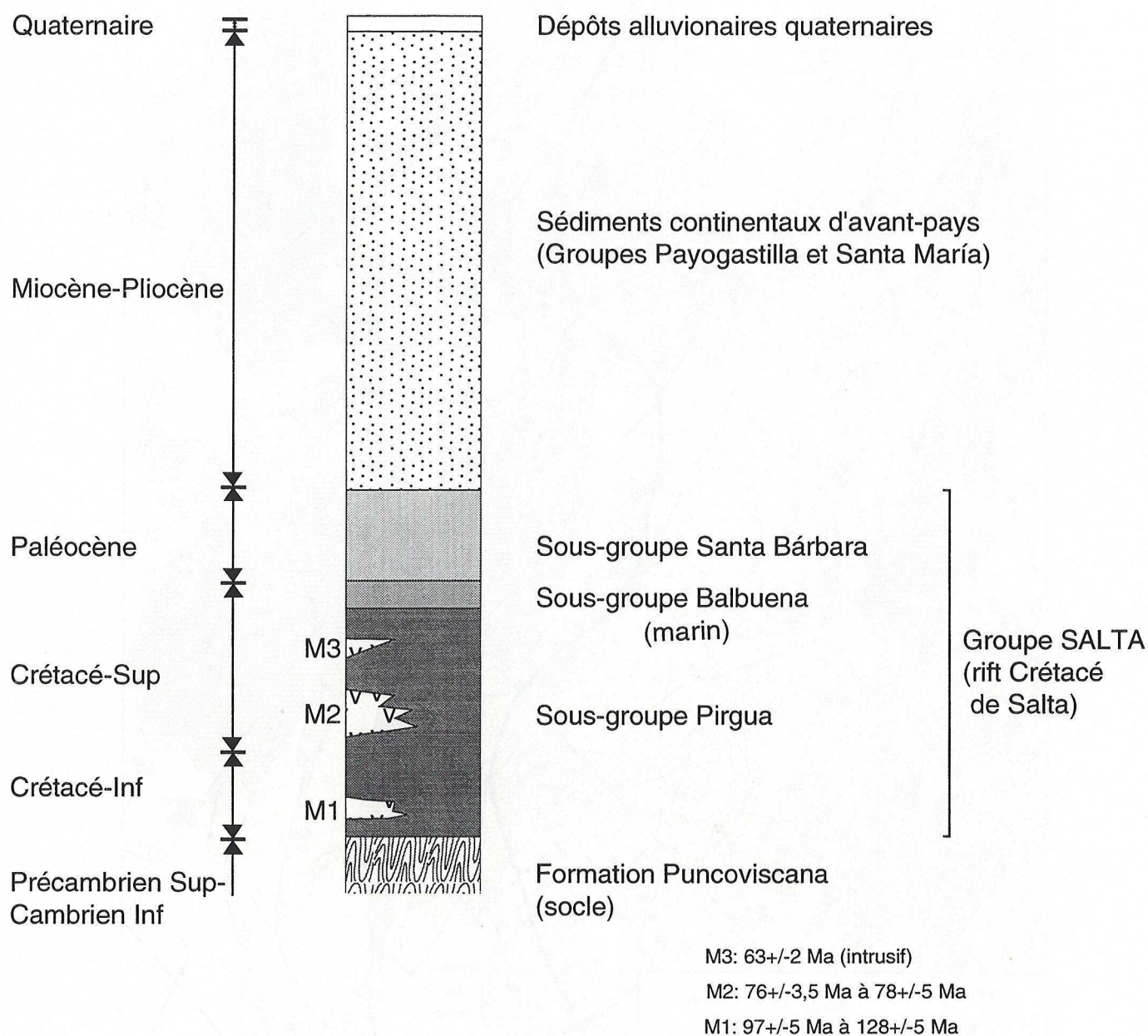


Figure II.8. Colonne stratigraphique simplifiée des séquences crétacées à quaternaires de la zone au Nord de Tucumán. D'après Grier et al., 1991).

se concentrent dès le Trias au Sud-Ouest des Sierras Pampeanas, à la limite supposée entre le craton précambrien et les terrains paléozoïques (Fig. II.5 a).

La couverture mésozoïque est quasi-absente dans les Sierras Pampeanas. En revanche, elle affleure abondamment au Nord de 27°S dans le système de Santa Bárbara et dans la zone sub-andine et à l'Ouest des Sierras Pampeanas, dans la Précordillère au Sud (Fig. II.6).

Un bassin extensif se développe au cours du Crétacé dans le Nord-Ouest: le rift de Salta (Fig. II.5 b et II.6) (Riccardi, 1988; Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1991; Grier *et al.*, 1991). Ce bassin se présente sous la forme d'un rift à trois branches (Fig. II.6). Son développement est contrôlé par des failles normales d'orientation NE-SO à l'Est et NO-SE à l'Ouest (Salfity, 1982; Grier *et al.*, 1991). La limite sud de ce bassin crétacé se situe à la transition entre le système de Santa Bárbara et le Nord des Sierras Pampeanas. Les failles inverses néogènes situées entre Tucumán et Cafayate (Fig. II.7) seraient des failles normales crétacées réactivées (Grier *et al.*, 1991). La sismique pétrolière souligne de nombreuses évidences d'inversion des structures extensives lors de la déformation andine (Lowell, 1995; Uliana *et al.*, 1995).

Dans le système de Santa Bárbara, dans la zone sub-andine et dans la Cordillère Orientale, les dépocentres atteignent des profondeurs de 3000 mètres (Fig. II.9 a) (Riccardi, 1988; Grier *et al.*, 1991). Les sédiments comblant le rift crétacé de Salta sont regroupés au sein du Groupe Salta (Fig. II.8). Ce Groupe est subdivisé en séquences syn-rift et lacustres à continentales post-rift. Les séquences syn-rift sont néocomiennes à campaniennes. Elles sont composées d'une série grano-décroissante détritique (Sous-groupe Pirgua). Les dépôts syn-rift du Sous-groupe Pirgua contiennent des intrusions granitiques et volcaniques d'âges néocomien-albien, coniacien-santonien et crétacé supérieur (Fig. II.8 et II.9 a) (Galliski & Viramonte, 1988). Les séquences post-rift sont campaniennes supérieures à éocènes moyennes. Elles sont représentées par les séquences transgressives d'âge maastrichtien lacustres à marines du Sous-groupe Balbuena et par les séries régressives continentales d'âge paléocène du Sous-groupe Santa Bárbara. (Pour les détails de la classification stratigraphique, voir Salfity, 1982; Marquillas & Salfity, 1988; Grier *et al.*, 1991).

II.2.3. Bilan

L'évolution tectono-sédimentaire anté-andine du Nord-Ouest argentin a joué un rôle prépondérant sur le développement des structures cénozoïques andines. D'une part, l'héritage des structures compressives paléozoïques et distensives mésozoïques et d'autre part, la paléogéographie, c'est à dire la distribution des principaux bassins

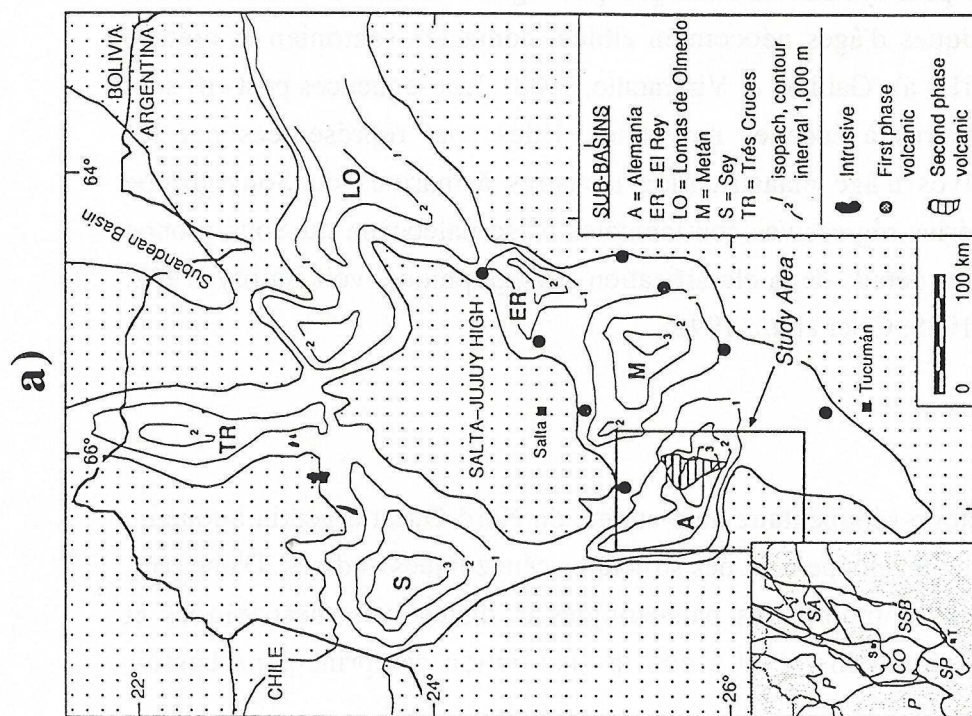


Fig. 3. The modern limits of syn-rift Salta Group strata — the Pirgua Subgroup — showing depocenters and syn-rift intrusive and volcanic rocks (modified from Marquillas and Salty, 1988). The inset map shows the relationship of the syn-rift strata to the geological provinces of northwestern Argentina.

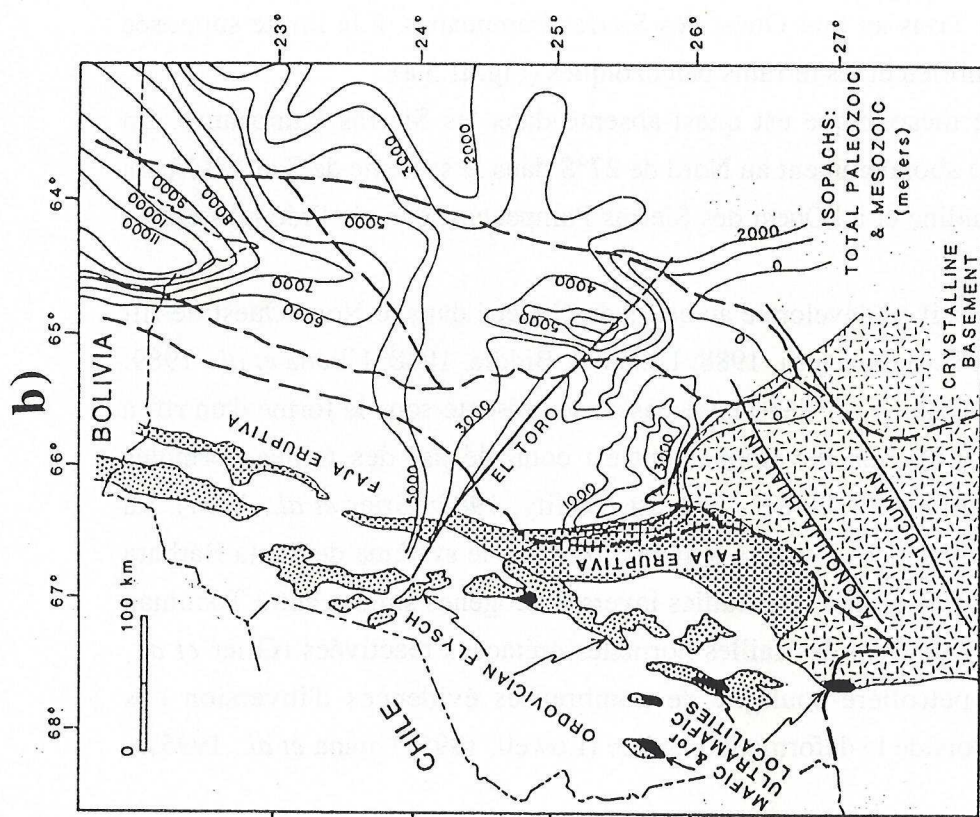


Fig. 5. Map of northwestern Argentina, showing major paleogeographic elements. Heavy dashed lines show outlines of Neogene tectonic provinces from Figure 2. Dashed pattern shows extent of Crystalline mechanical basement; note coincidence with the Neogene Sierras Pampeanas. Puncoviscana Formation, locally intruded by late Precambrian granites, everywhere underlies the Paleozoic and Mesozoic strata north of the crystalline basement. Compiled from sources cited in text.

Figure II.9. a) Distribution des dépocentres crétacés (d'après Grier et al., 1991). **b)** Transitions lithologiques dans le socle cristallin et dépocentres paléozoïques et mésozoïques (d'après Allmendinger et al., 1983).

paléozoïques et mésozoïques ont probablement contrôlé le style tectonique de l'avant-pays andin (Allmendinger *et al.*, 1983, Seffels, 1990, 1995).

Le socle cristallin tardi-protérozoïque à paléozoïque est affecté par une intense structuration orientée NS à NO-SE. Les structures associées au développement du "rift" de Salta ont des directions plus dispersées de NE-SW à NO-SE. Ces structures anté-tertiaires sont réactivées en failles inverses pendant l'orogène andine.

A la transition entre le système de Santa Bárbara et les Sierras Pampeanas (26°30'S), la nature du socle cristallin change (Fig. II.9 b). A travers cette limite, la formation métasédimentaire Puncoviscana (faciès schiste vert) est supplantée par des gneiss et des migmatites probablement d'âge précambrien recoupés par des granites paléozoïques.

La couverture sédimentaire mésozoïque est quasi inexistante sur les Sierras Pampeanas. Les sédiments mésozoïques affleurent à l'Ouest dans la Précordillère et au Nord, dans le système de Santa Bárbara et dans la zone sub-andine. L'épaisseur de ces dépôts atteint 3000 mètres (Fig. II.9 a) (Riccardi, 1988; Grier *et al.*, 1991).

Dans cette zone, au Sud de 27°S, caractérisée par un socle mécaniquement plus résistant et par une couverture paléozoïque et mésozoïque fine ou inexistante, le style tectonique est de type thick skinned (Fig. II.9 b). Au contraire, au Nord de 27°S, dans les zones où la rigidité flexurale est importante (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Coudert *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995) et permet le développement d'un bassin flexural dans l'avant-pays andin, le style tectonique associé dans la zone sub-andine est de type thin-skinned. La flexure du bouclier brésilien en avant de la Cordillère est probablement contrôlée et accentuée par la présence d'une épaisse couverture sédimentaire anté-cénozoïque atteignant 5000 mètres d'épaisseur dans le système de Santa Bárbara et jusqu'à 10,000 mètres dans la zone sub-andine (Fig. II.7 et 9 b) (Allmendinger *et al.*, 1983).

Enfin, les séquences du Groupe Salta ont enregistré une variation de premier ordre entre un cycle de dépôts marins maastrichtiens vers un cycle de dépôts continentaux paléocènes marquant l'initiation de la tectonique andine dans la région (Riccardi, 1988; Grier *et al.*, 1991).

II.3. Les bassins compressifs néogènes

L'absence de couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque sur la majeure partie des Sierras Pampeanas indique que cette province géologique semble avoir occupé une position de haut topographique soumis à l'érosion pendant toute cette période (Jordan *et al.*, 1989). La couverture tertiaire est la plus épaisse au voisinage immédiat de la Puna et au front de la précordillère. Dans le bassin de Bermejo (Fig. II.10), à la limite entre la Précordillère et les Sierras Pampeanas, les dépôts continentaux

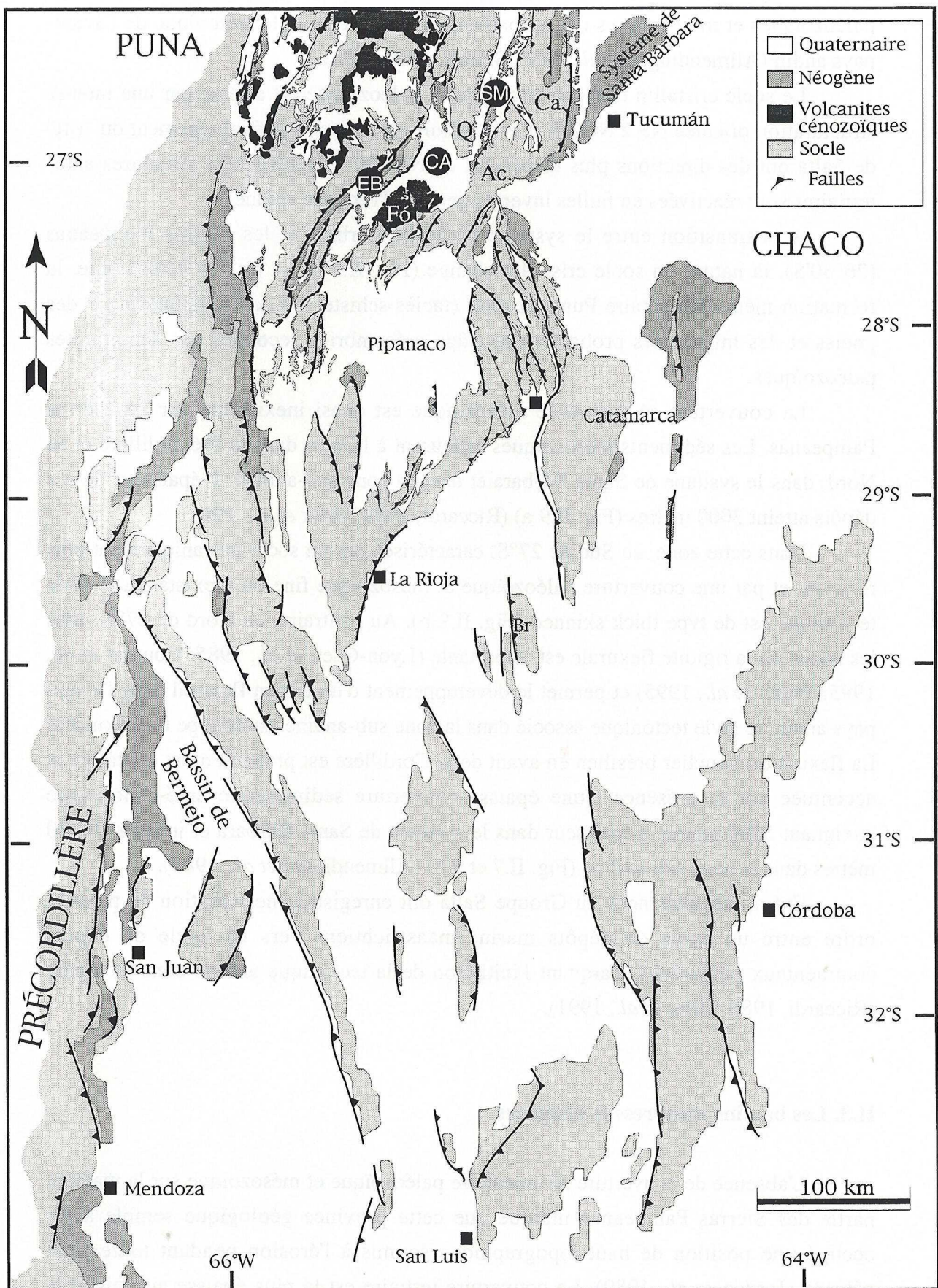


Figure II.10. Localisation des bassins néogènes par rapport aux blocs de socle cristallin des Sierras Pampeanas. (EB) Bassin de El Bolsón, (CA) Bassin de Campo del Arenal, (SM) Bassin de Santa María, (F6) Farallón Negro, (Ac) Nevado del Aconquija, (Q) Sierra de Quílnes, (Ca) Cumbres Calchaquies.

sont mio-pliocènes. Dans le Nord des Sierras Pampeanas à la bordure de la Puna (Fig. II.7), la couverture est d'âge néogène et repose directement en discordance sur le socle cristallin tardi-protérozoïque à paléozoïque. Ces dépôts continentaux néogènes se sont accumulés dans des bassins compressifs intra-montagneux et dans l'avant-pays andin.

II.3.1. Interface socle/couverture

A travers le Nord des Sierras Pampeanas, l'interface entre le socle cristallin et la couverture néogène correspond à une surface d'érosion exhumée sur le sommet de nombreux blocs (Fig. II.10 & Planche II.1) (González Bonorino, 1950a; Jordan & Allmendinger, 1986). La morphologie pénéplanée du toit du socle est identifiable sur les cartes topographiques, sur les images satellitaires (Planche II.1a) et sur les profils de sismique réflexion. Cette paléosurface d'érosion se serait développé pendant une période d'environ 300 Ma, depuis le Paléozoïque moyen et elle n'aurait atteint sa position superficielle qu'au cours du Tertiaire (Jordan *et al.*, 1989). La base des séries néogènes adhère à la surface d'érosion et les plans de stratification sont parallèles à cette dernière (Planche 1b). Ceci indique que les premières strates se sont déposées alors que cette dernière était en position sub-horizontale. Dans la suite de ce travail, l'interface entre le socle et la couverture est utilisée comme un niveau structural de référence.

II.3.2. Stratigraphie des séries néogènes.

Dans les Sierras Pampeanas, les bassins compressifs contiennent des séquences miocènes à actuelles composées de dépôts détritiques continentaux et d'intercalations volcaniques. Le caractère continental de ces dépôts marque un changement radical de milieu de sédimentation entre le Crétacé supérieur et le Néogène. En effet, plus au Nord, les dépôts sont composés par les séries marines d'âge crétacé supérieur du Sous-groupe Balbuena et les séries lacustres d'âge paléogène du Sous-groupe Santa Bárbara. Les épaisseurs des séries continentales néogènes varient à travers les Sierras Pampeanas. Les sédiments néogènes sont habituellement regroupés au sein de deux unités principales (Planche II.2, "*Calchaquense*" et "*Araucanense*") représentées sur l'ensemble de la région (González Bonorino, 1950b; Turner, 1970). L'unité inférieure, le "*Calchaquense*", repose généralement en discordance sur la paléosurface d'érosion marquant le toit du socle cristallin (Planche II.1b). Un âge miocène a été attribué à cette unité (González Bonorino, 1950b; Turner, 1973; Bossi & Palma, 1982). Le "*Calchaquense*" est composée d'une alternance de niveaux pélitiques et gréseux fins et de microconglomérats de couleur rouge. L'abondance des grès et les conglomérats au sommet de la série indique la tendance grano-croissante de la sédimentation déritique.

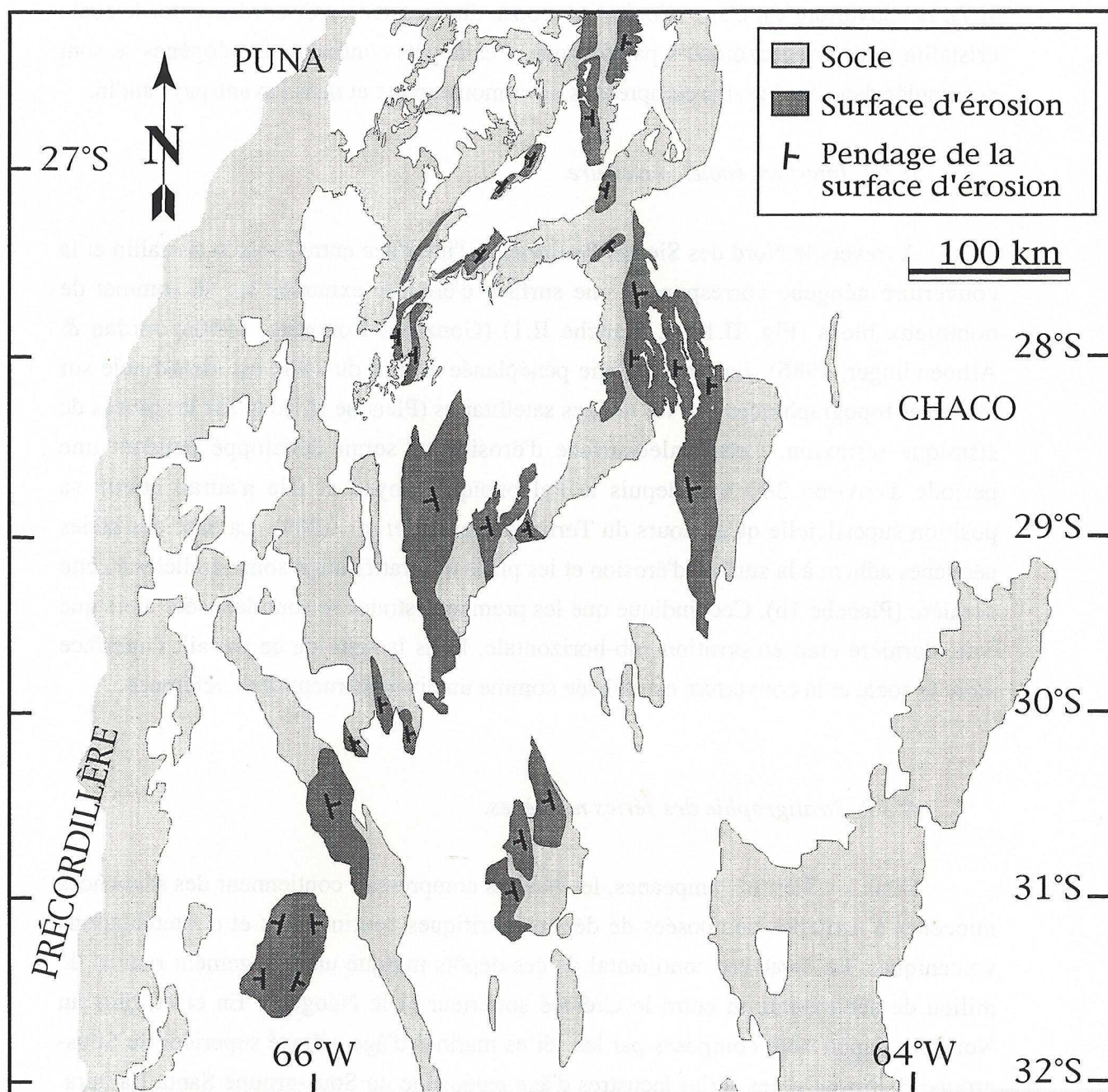


Figure II.11. Distribution géographique de la paléosurface d'érosion anté-tertiaire. Cette interface socle/couverture exhumée sur le toit des blocs de socle cristallin a été identifiée sur les images satellitaires et les orientations ont été mesurées sur le terrain.

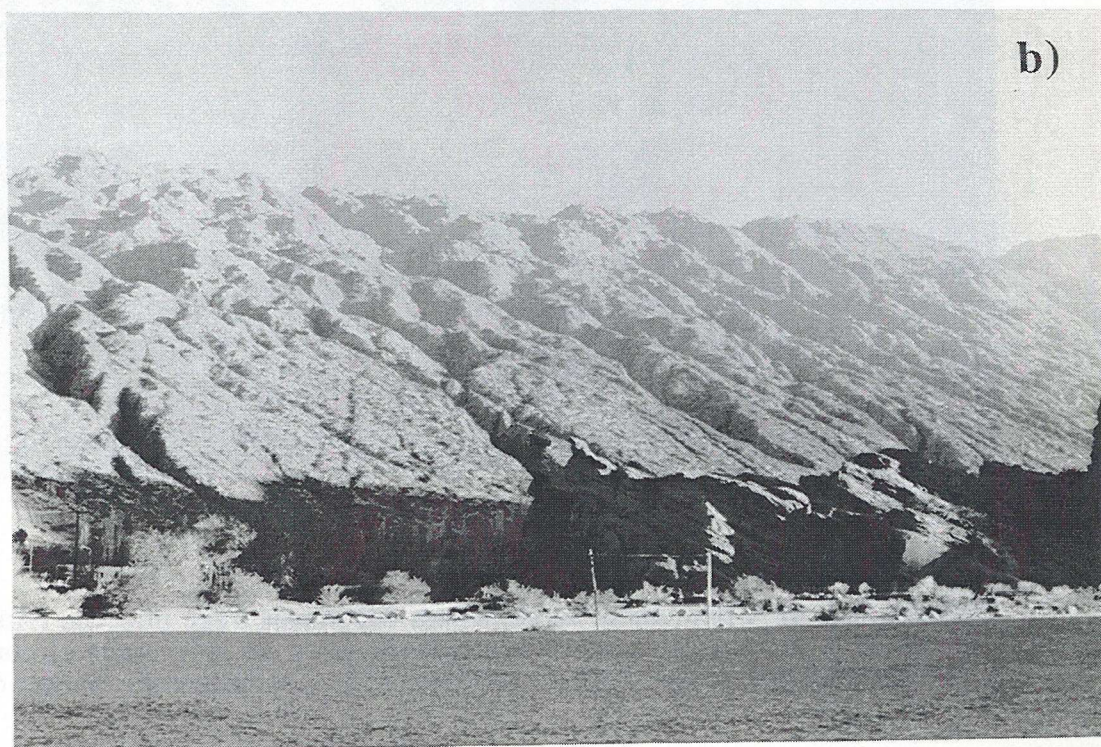
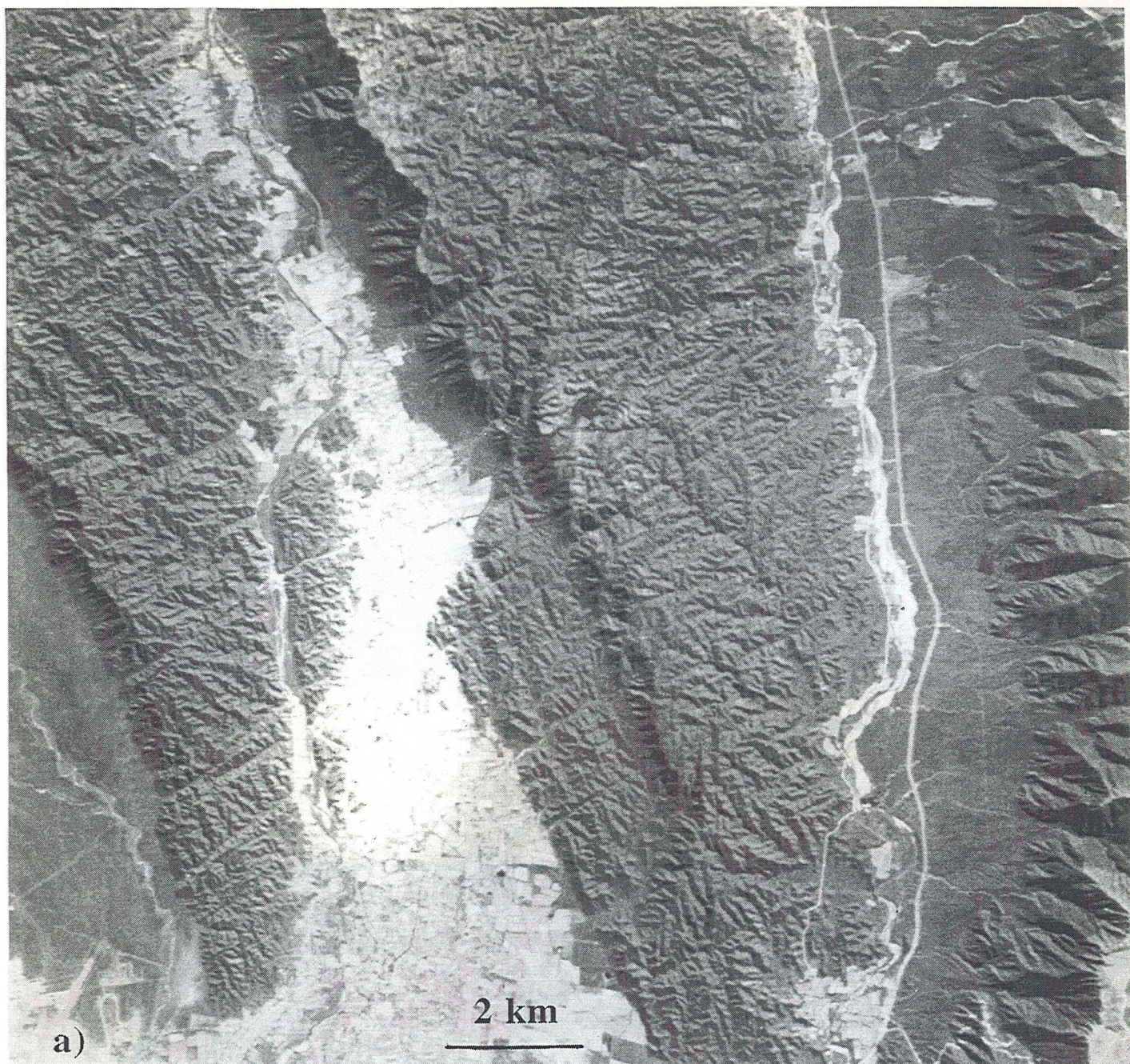


Planche II.1. a) Image satellite SPOT de la paléosurface d'érosion exhumée sur le toit des blocs de socle dans le secteur de Catamarca. b) Dépôts néogènes sur la paléosurface (El Bolsón).

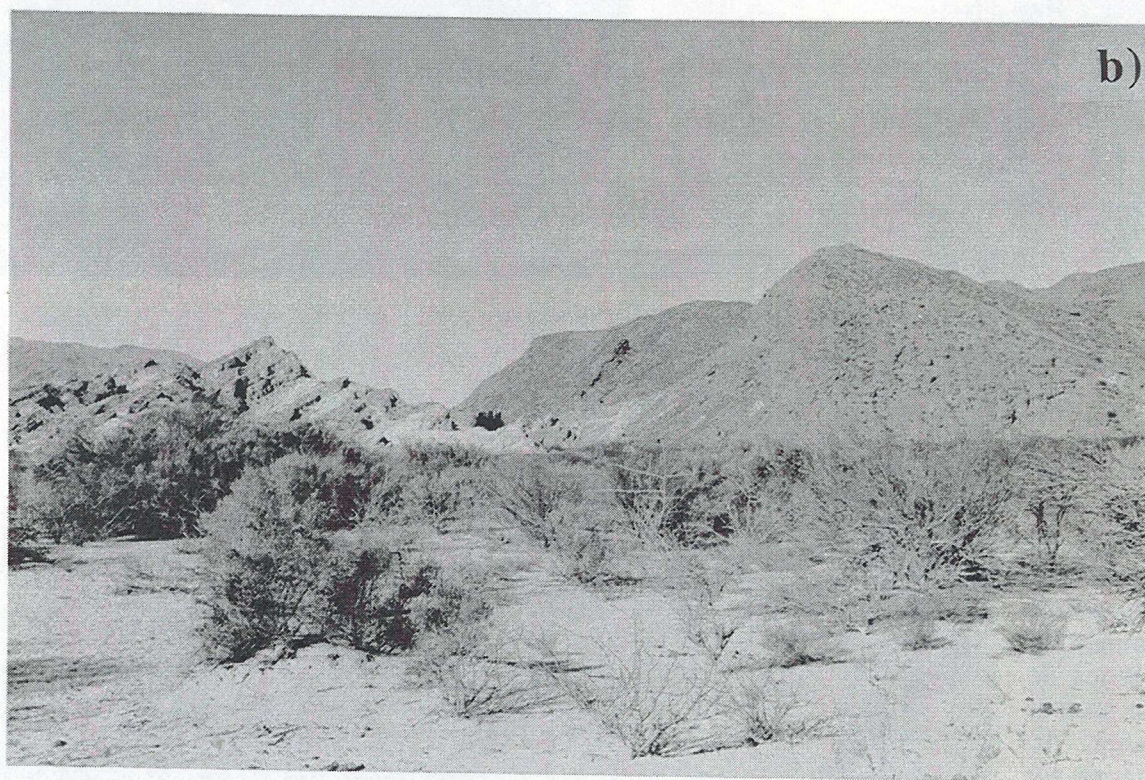
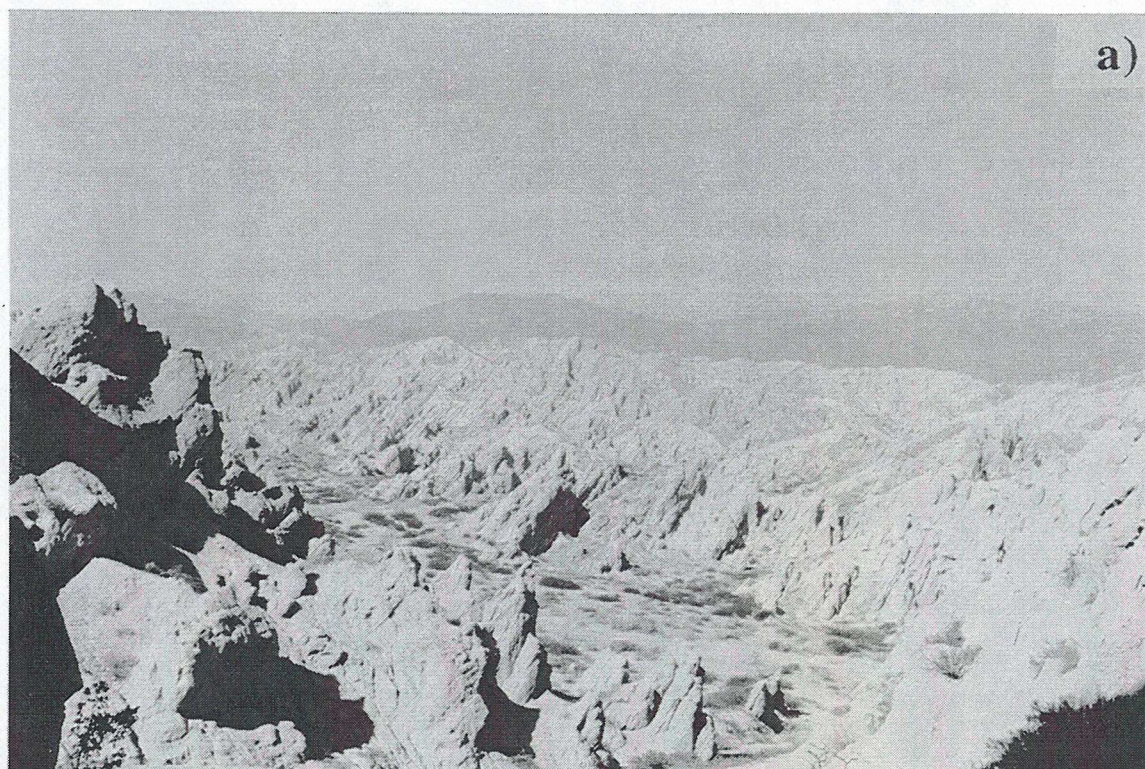


Planche II.2. a) Affleurement de séquences détritiques d'âge pliocène (Auracanense) au pied de la Puna. **b)** Contact stratigraphique entre les grès clairs et conglomérats pliocènes et les grès rouges d'âge miocène supérieur (Calchaquense). Secteur de Hualfín.

L'unité supérieure, "*Araucanense*", est composée de niveaux continentaux fluviaux et de séquences éoliennes de couleurs claires. Les niveaux volcanoclastiques interstratifiés sont très abondants au sein de l'*Araucanense*. Les déterminations radiochronologiques sur ces tufs donnent des âges pliocènes (Marshall & Patterson, 1981; Butler *et al.*, 1984; Strecker *et al.*, 1989). Les conglomérats et les grès de cette unité sont également grano-croissants et strato-croissants.

Cette division stratigraphique des séquences néogènes en "*Calchaquense*" et "*Araucanense*" est encore employée par de nombreux auteurs. Il s'agit en définitive d'une division litho-stratigraphique, basée sur la succession des faciès de dépôts continentaux rouges puis clairs observée à travers toutes les Sierras Pampeanas (Reynolds, 1987; Malizia, 1988). Cependant, des études stratigraphiques, magnétostatigraphiques et radiochronologiques ont montré que ces deux unités ont des âges variables d'un bassin à l'autre (Jordan, 1984; Reynolds, 1987; Tabutt *et al.*, 1987; Malizia, 1988; Strecker *et al.*, 1989).

II.3.2.1. Bassins à la limite entre Sierras Pampeanas et Précordillère (68°O)

Les bassins néogènes de Talampaya (Annexe 1.3) et Bermejo (Fig. II.10) sont situés à l'Ouest des Sierras Pampeanas, au front oriental de la Précordillère. La base des séries dans ces bassins a un âge miocène et l'épaisseur des dépôts continentaux atteint quelques milliers de mètres dans ce secteur (cf. Annexe 1.3). (Pour les détails lithostratigraphiques voir: Reynolds, 1987a, Malizia, 1988; Reynolds *et al.*, 1990; Johnson *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1993; Re & Barredo, 1993; Malizia *et al.*, 1995). L'estimation des taux de sédimentation montre une augmentation importante à environ 8 Ma. Les taux passent de 0,1 mm/an, avant 8 Ma, à 0,4 mm/an, après 6 Ma, dans le bassin de Talampaya (Reynolds, 1987; Malizia *et al.*, 1995) et atteignent même 0,90 mm/an dans le bassin de Bermejo pour le Pliocène (Reynolds, 1987). L'augmentation exponentielle des taux d'accumulation détritique durant les derniers 10 Ma indique que l'activité tectonique associée au développement de la Précordillère débute entre 10 et 5 Ma et atteint son paroxysme au Pliocène (Reynolds, 1987; Johnson *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1993; Malizia *et al.*, 1995).

II.3.2.2. Bassins à la bordure sud-est de la Puna (27°S)

La frange de bassins continentaux néogènes orientés NE-SO, en bordure immédiate de la Puna a fait l'objet d'études plus approfondies. Les bassins de El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María sont disposés en échelon à la limite Sud-Est de la Puna (Fig. II.10). La base des séries comblant ces dépressions est d'âge miocène (González Bonorino, 1950b; Turner, 1973; Bossi & Palma, 1982; Bossi *et al.*, 1987;

Malizia, 1988; Strecker *et al.*, 1989). La pile sédimentaire est composée par les formations tertiaires du "Groupe Santa María-Corral Quemado" (Ruiz Huidobro, 1972; Allmendinger *et al.*, 1982; Bossi & Palma, 1982; Bossi *et al.*, 1987; Strecker, 1987; Malizia, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989; Strecker, 1989; González & Barreñada, 1993; Malizia, 1993; Bossi *et al.*, 1993; Sosa & Fuentes, 1993; Malizia *et al.*, 1990) et cette séquence atteint au maximum, environ 5000 mètres. Le taux de sédimentation calculé pour la partie sommitale de la série pliocène atteint la valeur élevée de 0,56 mm/an (Butler *et al.*, 1984). Ce taux semble relativement constant pour les 8 derniers Ma.

Les différentes formations néogènes ont été définies dans le Bassin de Santa María (González Bonorino, 1950b; Turner, 1973; Bossi & Palma, 1982). Les épaisseurs mentionnées correspondent aux estimations basées sur la géologie de surface dans le Bassin de Santa María. La puissance de chaque formation varie latéralement au sein d'un même bassin et a fortiori d'un bassin à l'autre.

- Formations *Yacomisqui* et *Saladillo*

Ces formations constituent la base de la pile sédimentaire tertiaire dans la région. La Formation *Saladillo* est datée à 11 ± 5 Ma (Bossi, non publié). Elle est composée par environ 300 mètres de grès à granulométrie fine à moyenne qui affleurent exclusivement dans le bassin de Santa María. Les autres formations du Groupe *Santa María* reposent en discordance sur ces séquences basales.

- Groupe *Santa María*

Formations *San José* et *Las Arcas*

La Formation *San José*, est à la base du Groupe *Santa María*. Ces niveaux de grès fins contiennent des faunes marines présentant des affinités avec les séries miocènes du bassin du Paraná, plus à l'Est (Bossi & Palma, 1982; Gavriloff & Bossi, 1982). Ceci indique que le bassin de Santa María était, vers 11 Ma, encore à un niveau topographique bas et qu'il communiquait avec le bassin du Chaco-Paraná. La Formation *Las Arcas* repose en concordance sur la formation précédente. L'épaisseur de ces grès rouges sombres varie de 300 mètres, au Sud du bassin à 2000 mètres au Nord (Bossi & Palma, 1982). Toutes les séries sont généralement plus épaisses vers le Nord et indiquent un approfondissement de l'interface du socle cristallin depuis les Sierras Pampeanas vers la zone sub-andine.

Formation *Chiquimíl*

Cette formation comprend un premier membre basal (*Chiquimíl B*) de grès fins d'une épaisseur de 150 mètres. Le membre sommital (*Chiquimíl A*) est composé de grès grossiers et d'intercalations de micro-conglomérats. Outre le changement brutal de granulométrie, Bossi *et al.*, 1993, signalent une légère discordance angulaire entre les deux membres de la Formation *Chiquimíl*. Le membre A contient des tufs interstratifiés datés à $6,68 \pm 0,05$ Ma (Marshall & Patterson, 1981) et son épaisseur atteint environ 350 mètres. Dans le bassin de El Bolsón, une unité volcanique est localement interstratifiée dans la Formation *Chiquimíl*. Cette brèche andésitique a une épaisseur maximum de 150 mètres. Cette unité volcano-détritique (Formation El Aspero: Turner, 1973) est probablement associée au complexe volcanique (6-7 Ma) de Farallón Negro (Aceñolaza *et al.*, 1982).

Formation *Andalhualá*

La Formation *Andalhualá* est constituée par des grès de granulométrie moyenne à grossière contenant des passées conglomératiques. Des datations de tufs (traces de fissions sur zircon) donnent un âge oscillant entre $4,78 \pm 0,7$ Ma et $3,4 \pm 0,5$ Ma pour le sommet de cette formation (Strecker *et al.*, 1989) dont l'épaisseur totale varie entre 200 et 800 mètres.

Formation *Corral Quemado*

Le sommet du Groupe *Santa María* se compose des conglomérats de la Formation *Corral Quemado*. Les dépôts éoliens sont abondants au sein de cette séquence. Les niveaux volcaniques les plus récents datés dans cette formation ont $3,53 \pm 0,04$ Ma (Marshall & Patterson, 1981) et $2,96 \pm 0,57$ Ma (Strecker *et al.*, 1989). L'épaisseur totale de la Formation *Corral Quemado* est très variable et difficile à estimer, car le sommet est souvent érodé ou chevauché par le socle cristallin (Allmendinger, 1986; Strecker *et al.*, 1989). L'épaisseur maximale est de 1000 mètres au Sud de Santa María et est réduite à une centaine de mètres au Nord de ce bassin (Strecker *et al.*, 1989). Cette variation latérale de l'épaisseur est probablement due au chevauchement du sommet de la série néogène par les Cumbres Calchaquies au Nord (Fig.II.10).

Punaschotter, Formation *Totoral* et Formation *Yasyamayo*

Dans les trois bassins intramontagneux (El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María), les dépôts du Groupe *Santa María* sont recouvert en discordance par des conglomérats très grossiers d'âge inférieur à 2 Ma. Ces conglomérats plio-quaternaires indiquent que la tectonique est encore active dans la région. En outre, Strecker *et al.*, (1989) rapportent que certains de ces dépôts quaternaires sont localement chevauchés par le socle cristallin. Ils correspondent au Punaschotter (Penck, 1920; Allmendinger, 1986) au niveau de El Bolsón, et à la Formation Totoral (Bossi *et al.*, 1992) au Nord du Campo del Arenal. Dans le bassin de Santa María, le Groupe *Santa María* est recouvert par la Formation Yasyamayo (Bossi & Palma, 1982) et par des dépôts de piémont dont l'âge ne dépasse pas $2,51 \pm 0,6$ Ma (Strecker *et al.*, 1989). Dans les trois bassins ces dépôts conglomératiques grossiers atteignent une épaisseur maximale d'environ 300 mètres.

L'épaisseur des séquences néogènes atteint 4000 à 4500 mètres dans El Bolsón et 3800 à 5000 mètres dans le bassin de Santa María. Au Nord du bassin de Campo del Arenal l'épaisseur des dépôts continentaux néogènes n'est que de 1900 mètres. Cependant, l'inclinaison de la surface d'érosion exposée sur le flanc occidental de la Sierra de Quílnes (Fig. II.11) suggère un approfondissement du bassin vers le Sud.

Des corrélations stratigraphiques entre les bassins El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María ont tenté d'uniformiser les nomenclatures spécifiques à chacun de ces bassins (Bossi & Palma, 1982; Bossi *et al.*, 1993). Dans la zone de El Bolsón, le *Calchaquense* (González Bonorino, 1950b) ou la Formation *El Morterito* (Turner, 1973) peuvent être corrélés aux Formations *San José*, *Las Arcas* et *Chiquimil B*. L'*Araucanense* (González Bonorino, 1950b) ou la Formation *El Cajón* (Turner, 1973) sont les équivalents latéraux des Formations *Chiquimil A*, *Andalhualá* et *Corral Quemado*. La figure II.12 récapitule les différentes nomenclatures employées dans la bibliographie pour les trois bassins considérés et propose des équivalences latérales entre les formations.

La base des séries comblant les bassins El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María ont des âges compris entre 11 et 7 Ma. Ces unités reposent en discordance sur le socle cristallin. Il semble que les séries sont très comparables et qu'elles appartiennent à la limite occidentale du bassin Chaco-Paraná au Miocène.

La discordance du Groupe *Santa María* sur les formations sous-jacentes marque l'initiation de la tectonique compressive dans la région après 11 Ma. Les affinités marines ou lacustres des séries de bases (Fm. *Yacomisqui*, *Saladillo* et *San José*), indiquent qu'avant 11 Ma ces bassins sont encore proches du niveau marin. Des mesures d'orientations de paléocourants, des arguments paléoclimatiques suggèrent que

le soulèvement du Nevado de Aconquija et des Cumbres Calchaquies (Fig. II.12) intervient après le dépôt de la Formation *San José* et avant 7 Ma (Marshall & Patterson, 1981; Strecker *et al.*, 1989; Malizia, 1988). Par conséquent, les bassins de Santa María, de Campo del Arenal et de El Bolsón sont encore d'un seul tenant mais ils sont séparés du bassin de Chaco-Paraná.

Les Formations *Morterito (Calchaquense)* dans le Bolsón, *Peñas Azules*, au Nord du Campo del Arenal, et enfin *San José*, *Las Arcas* et *Chiquimil B* dans le bassin de Santa María constituent la base des séries détritiques continentales. Les discordances ou les variations brutales de granulométrie qui affectent le sommet de ces formations résultent probablement de l'accentuation de l'activité tectonique le long de la limite Sud-Est de la Puna entre 6 et 7 Ma (Allmendinger, 1986; Strecker, 1987; Strecker *et al.*, 1989, Bossi *et al.*, 1993). Les taux de sédimentation estimés dans les différents bassins montrent une augmentation de 0,25 à 0,5 mm/an entre les dépôts des séries du Calchaquense et de l'Araucanense (Bossi *et al.*, 1993). En outre, les orientations de paléocourants dans les bassins de Campo del Arenal et de Santa María suggèrent que le soulèvement de la Sierra de Quilmes commence après $5,47 \pm 0,9$ Ma et s'accroît après $2,97 \pm 0,6$ Ma (Malizia, 1988; Strecker *et al.*, 1989; Bossi *et al.*, 1993). Le Campo del Arenal et le Bassin de Santa María sont donc séparés après 5 Ma environ.

Les épaisseurs des sédiments d'âge inférieur à 7 Ma sont très importantes. L'épaisseur maximale (3800 à 4000 mètres) est atteinte au voisinage immédiat de la Puna dans le Bolsón. Ceci indique que les failles bordant la Puna sont les plus actives depuis cette période. Les séries grano-croissantes et strato-croissantes attestent du caractère syn-tectonique des dépôts mio-pliocènes. L'Araucanense, la Formation *Playa del Zorro* les Formations *Chiquimil A*, *Andalhualá* et *Corral Quemado* sont les dépôts contemporains de la mise en place des reliefs dans la région entre 7 et 3 Ma. Enfin des conglomérats (Punaschotter, Totoral et Yasyamayo) d'âge quaternaire (<2 Ma) coiffent en discordance les séries néogènes et soulignent que la déformation est encore active à la limite Sud-Est de la Puna.

II.3.3. Bilan

Les caractéristiques sédimentaires des dépôts continentaux néogènes indiquent clairement que l'activité tectonique dans les Sierras Pampeanas débute au Miocène et atteint son paroxysme après 7-8 Ma. Les bassins situés à l'Ouest et au Nord des Sierras Pampeanas ont respectivement enregistré l'évolution structurale du front de la Précordillère et de la bordure Sud-Est de la Puna. Ces événements tectoniques néogènes s'accroissent après 7-8 Ma et indiquent que la déformation à travers les Sierras Pampeanas est essentiellement d'âge pliocène à actuel.

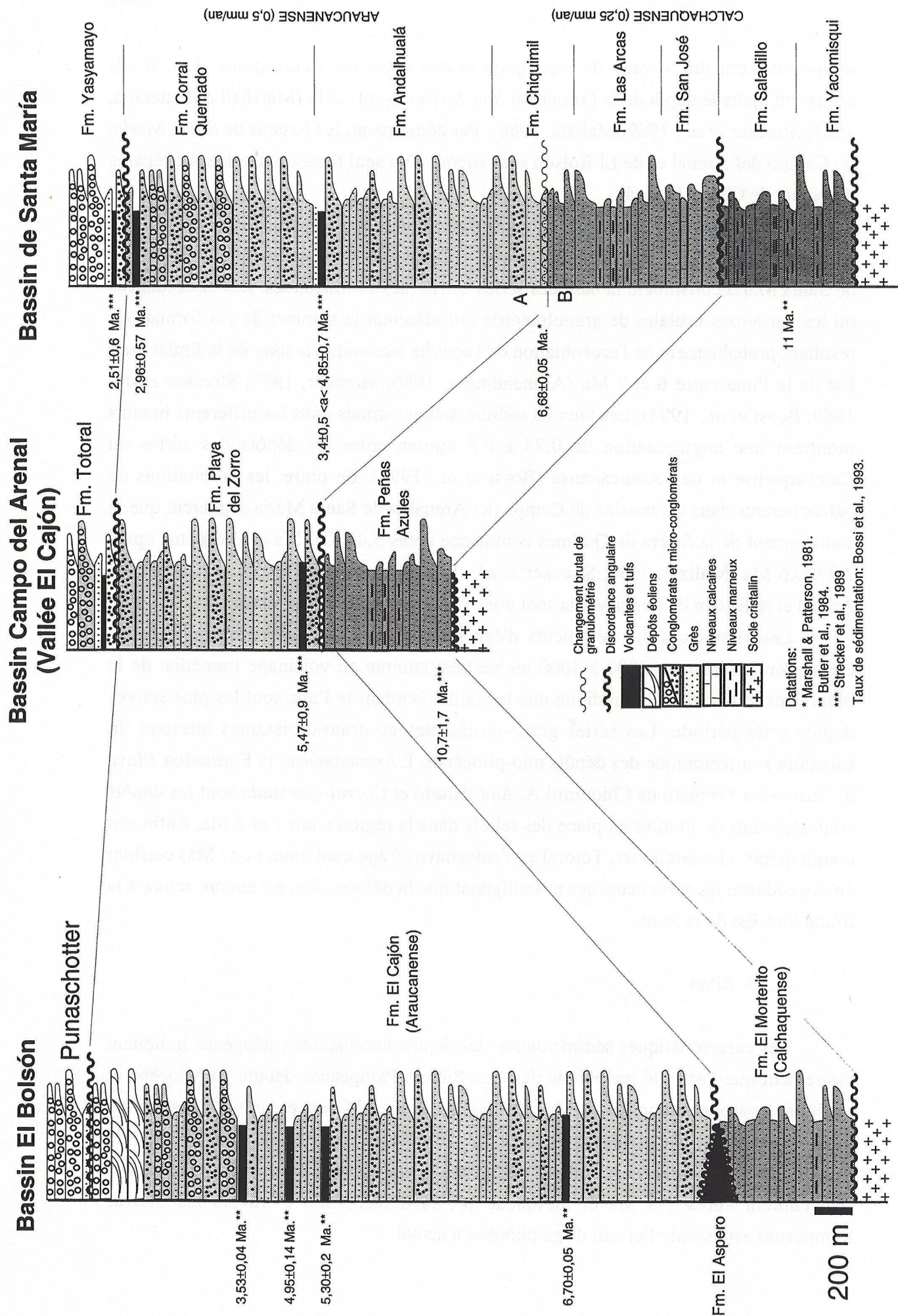


Figure II.12. Colonnes stratigraphiques schématiques décrivant les séquences d'âge miocène supérieur à quaternaire dans trois bassins intramontagneux à la limite méridionale de la Puna. Localisation des bassins sur la Fig. III.10.

II.4. Conclusions

Ce chapitre de géologie régionale aboutit à deux conclusions majeures. L'une concerne l'influence de l'histoire anté-andine et l'autre la signification tectonique des dépôts d'âge crétacé à néogène.

Influence de l'héritage structural et de la paléogéographie sur le style tectonique

L'intense structuration tardi-protérozoïque à paléozoïque orientée NS à NO-SE doit influencer le développement des structures andines (Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1994). Les structures extensives mésozoïques NE-SO à NO-SE sont réactivées en failles inverses pendant l'orogénèse andine (Grier *et al.*, 1991; Lowell, 1995; Uliana *et al.*, 1995).

En outre, le socle cristallin sous les Sierras Pampeanas est composé de gneiss et de migmatites d'âge précambrien et est par conséquent mécaniquement résistant. La couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque est quasi inexistante à travers les Sierras Pampeanas. Ces conséquences de la paléogéographie influent sur le style de la déformation continentale (Allmendinger *et al.*, 1983, Sheffels, 1995). La nature du socle cristallin et l'absence de couverture sédimentaire anté-tertiaire épaisse confèrent probablement à la région un profil rhéologique particulier. Cette rhéologie de la croûte continentale sous les Sierras Pampeanas, est probablement un des facteurs qui contrôlent le style tectonique de type thick skinned (Whitman *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1995).

Evolution structurale du front andin

Le passage progressif de conditions de sédimentation marine au Crétacé supérieur à une sédimentation continentale au Paléogène marque le début de la déformation andine. En outre, les dépôts continentaux néogènes indiquent que l'accroissement de l'activité tectonique dans les Sierras Pampeanas est récente. Cette tectonique intense (post 7-8 Ma) est encore active. La déformation des Sierras Pampeanas et le développement des bassins compressifs mio-pliocènes à actuels sont contrôlés par l'évolution structurale de la bordure Sud-Est de la Puna et du front de la Precordillère.

Chapitre III

**Analyses structurale et cinématique de la
limite sud-est de la Puna argentine**

**Topographie, structures régionales, développement des bassins
compressifs, analyse des populations de failles, restauration en plan de
la zone étudiée et résultats du paléomagnétisme.**

L'étude structurale et cinématique de la limite sud-est de l'Altiplano-Puna présente un intérêt particulier car il s'agit d'une zone de transition majeure à l'échelle des Andes centrales: la zone de transfert de Tucumán (cf. § II.1). En effet, à la latitude de Tucumán (27°S), la haute chaîne (altitudes > 3000 m) se rétrécit drastiquement, le style structural varie dans l'avant pays et le volcanisme cénozoïque s'interrompt au Sud.

Comme développé précédemment, le but de cette étude est (1) d'apporter de nouvelles contraintes à la cinématique néogène de la région, (2) de comprendre le développement des structures qui résultent de la déformation continentale, en particulier les bassins compressifs et (3) de discuter les modèles de mise en place de l'Altiplano-Puna dans les Andes centrales. L'analyse du champ de déformation à la frontière entre la Puna et les Sierras Pampeanas est fondée sur (1) l'étude détaillée de la topographie régionale, (2) des observations structurales sur le terrain, (3) l'interprétation d'un réseau de lignes de sismique réflexion pétrolière et (4) l'analyse des populations de failles. L'interprétation des résultats de cette approche structurale et cinématique est complétée par la restauration en carte de la région et soutenue par une étude paléomagnétique réalisée par Aubry *et al.*, 1996 (cf. Annexe 1.2).

III.1. Topographie et structures régionales

Les Sierras Pampeanas sont constituées par une alternance de chaînons de socle cristallin et de bassins continentaux compressifs d'âge Néogène. Lors des campagnes de terrain, les limites de ces bassins ont été prioritairement étudiées. Les blocs de socle sont délimités par des chevauchements à fort pendage et de direction approximativement sub-méridienne. Cependant, les orientations de ces failles inverses régionales et des bassins qu'elles limitent sont perturbées entre les Sierras Pampeanas et l'Altiplano-Puna. Au voisinage du haut plateau, les bassins compressifs et les chaînons de socle cristallin sont orientés N40 et sont disposés en échelon le long d'une frange axée sur la ville de Tucumán (Fig. III.1).

III.1.1. Topographie.

La signification tectonique de la topographie régionale dans les Andes centrales a été soulignée par Isacks (1988). Afin d'évaluer l'influence des variations du style tectonique et de la quantité de déformation sur le relief, la topographie d'une large région située à la limite méridionale de la Puna a été numérisée (Fig. III.2). La carte topographique numérique de la zone a été produite à partir des cartes publiées par l'Instituto Geográfico Militar Argentino et selon une procédure de numérisation décrite en Annexe 2. La zone considérée couvre 4° de latitude et approximativement 5° de longitude.

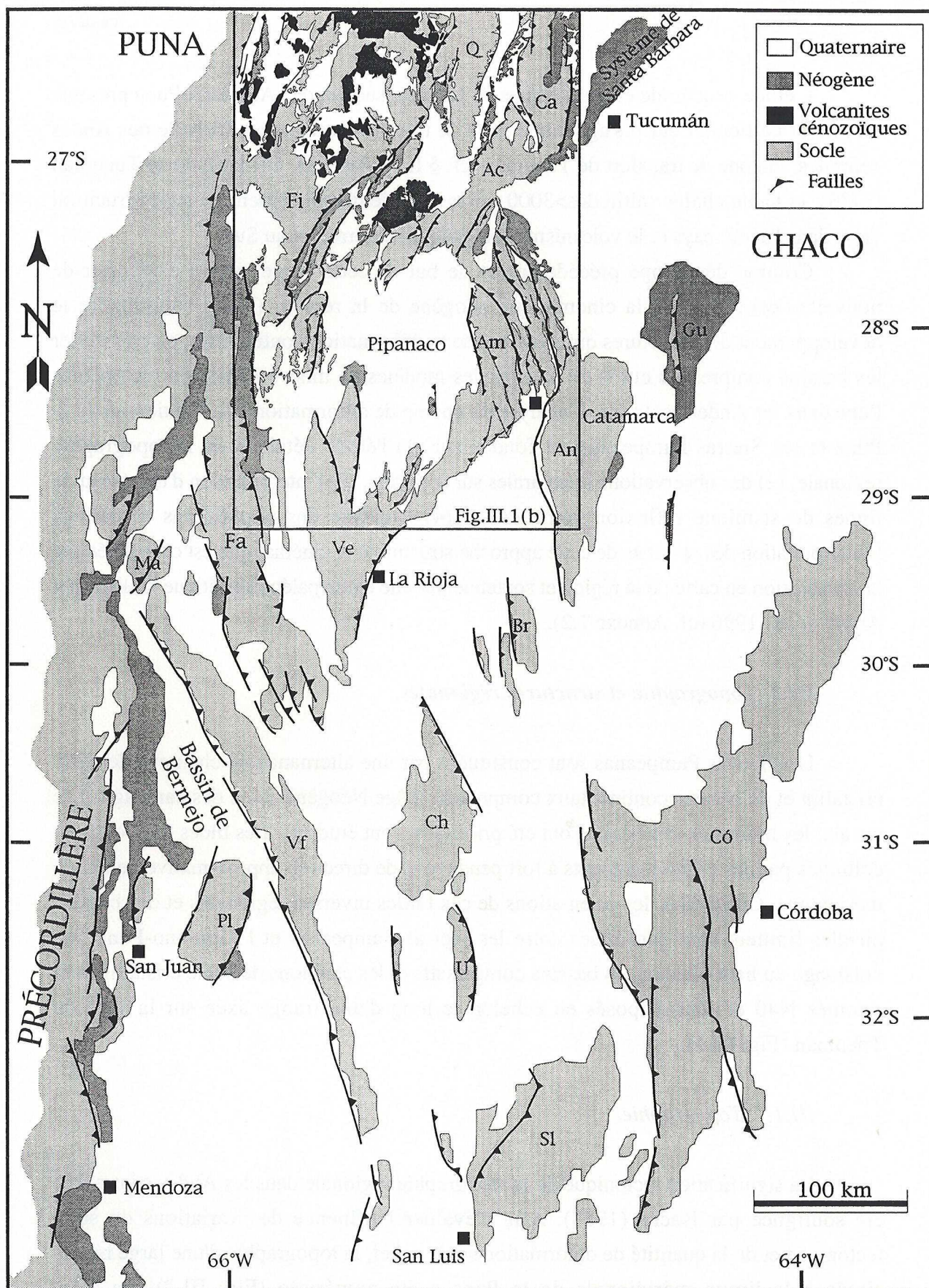


Figure III.1. a) Carte géologique simplifiée des Sierras Pampeanas précisant la distribution des blocs de socle cristallin, des bassins néogènes, des volcanites cénozoïques et des dépôts quaternaires. Les principaux massifs des Sierras Pampeanas sont au nombre d'une vingtaine (Q: Quilmes, Ca: Cumbres Calchaquies, Ac: Aconquija, Fi: Fiamalá, Am: Ambato, Gu: Guasayan, An: Ancasti, Ve: Velasco, Fa: Famatina, Ma: Sierra de Maz, Br: Sierra Brava, C6: Córdoba, Ch: Chepes, Vf: Valle fértil, Pl: Sierra Pie de Palo, U: Ulapes, Sl: San Luis). Les failles régionales ont été dessinées d'après Jordan & Allmendinger (1986) et nos propres observations (les triangles pointent dans la direction du plan de chevauchement).

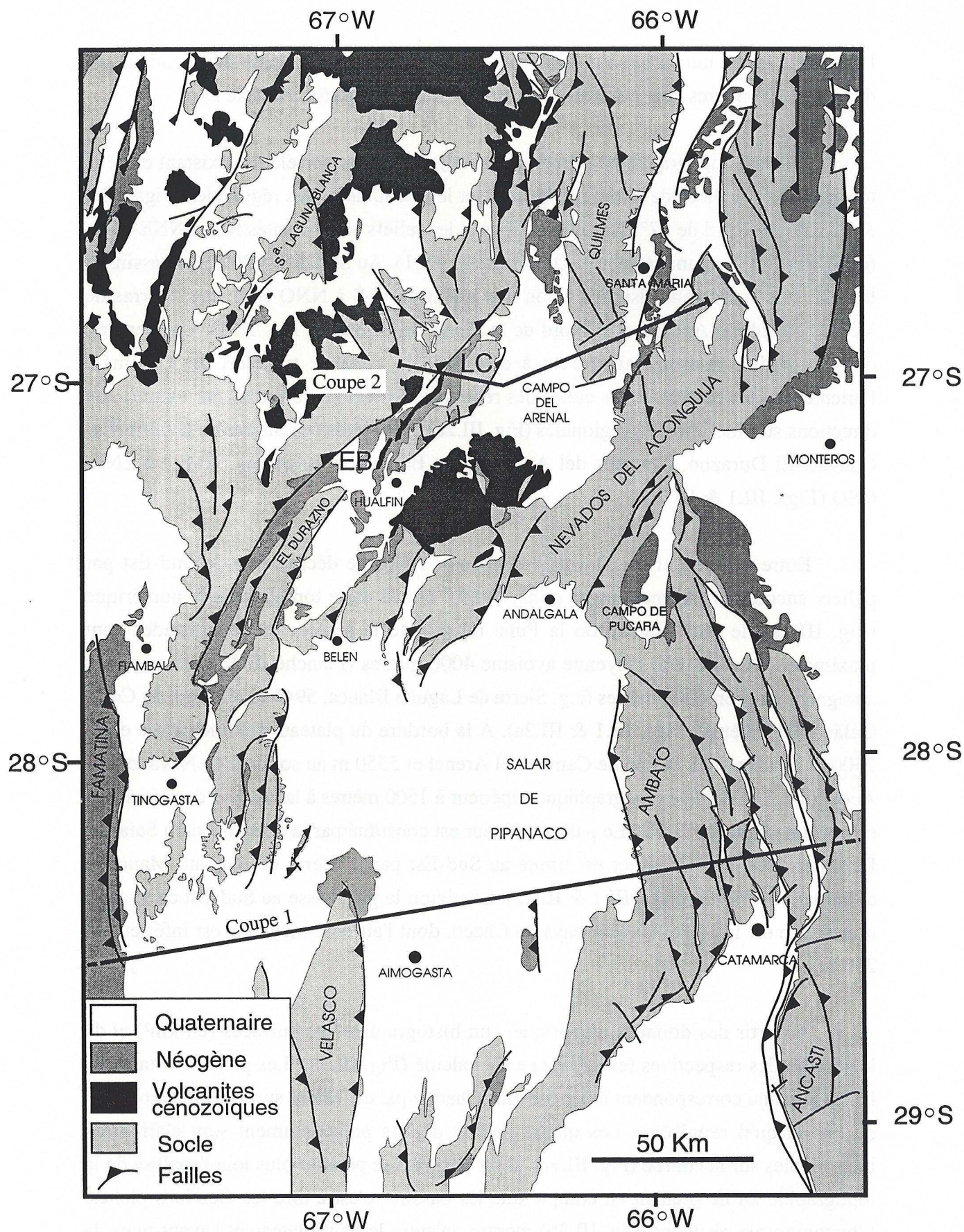


Figure III.1. b) Carte de détail de la limite méridionale de la Puna et des Sierras Pampeanas septentrionales (localisation sur la Fig. III.1a). Les coupes 1 et 2 de la figure III.4 sont localisées. Le bassin de El Bolsón (EB) et la Sierra de Las Cuevas (LC) se situent à l'Ouest du Campo del Arenal.

La surface totale numérisée est d'environ 140 000 km². La résolution du document est d'environ 200 mètres et la précision en altitude est ± 5 mètres (cf. Annexe 2).

La carte topographique numérique souligne l'étroite corrélation existant entre la topographie des blocs de socle, des bassins, et le réseau de failles régionales (Figs. III.1 & III.2a). Au Nord de 27°S, les dépressions et les reliefs sont orientés N-S à NNE-SSO, (e.g. Sierras de Laguna Blanca et Quílnes, Fig. III.1). Au Sud de 27°30'S, les bassins et les blocs de socle sont disposés selon une direction N-S à NNO-SSE (e.g. Sierras de Velasco, Ambato-Ancasti et le Nord de la Sierra de Famatina, Fig. III.1). Localement, dans la région intermédiaire, c'est à dire dans la zone de transfert de Tucumán, l'orientation des bassins et des crêtes des reliefs est fortement perturbée par rapport aux directions sub-méridiennes régionales (Fig. III.2c). Les crêtes des Sierras de Hualfín-Las Cuevas, El Durazno, Nevados del Aconquija et Belén sont orientées NE-SO à ENE-OSO (Figs. III.1 & III.2c).

Entre la Puna et les Sierras Pampeanas, l'altitude décroît vers le Sud-Est par paliers successifs (Allmendinger *et al.*, 1989). Sur la carte topographique numérique (Fig. III.2a), le haut-plateau de la Puna représente le secteur où les altitudes sont maximales. Son altitude moyenne avoisine 4000 mètres (Planche III.1a), les sommets atteignant environ 6000 mètres (e.g. Sierra de Laguna Blanca, 5946 m, Caldera du Cerro Galán, 5912 mètres, Figs. III.1 & III.2a). A la bordure du plateau, l'altitude varie entre 2500 m au niveau du bassin de Campo del Arenal et 5550 m au sommet de Nevados del Aconquija. Le dénivelé topographique supérieur à 1500 mètres à la bordure du plateau est très brutal (Planche III.1b). Le palier inférieur est constitué par la dépression du Salar de Pipanaco (800 m). Ce palier est limité au Sud-Est par la Sierra de Ambato-Manchao culminant à 4517 m (Figs. III.1 & III.2a). La région la plus basse au Sud-Est de la carte numérique est la plaine d'avant-pays du Chaco, dont l'altitude moyenne est inférieure à 250 m.

A partir des données numériques, un histogramme des surfaces (en km²) et de leurs altitudes respectives (en mètres) a été calculé (Fig. III.3a). Les pics importants de l'histogramme correspondent à des bassins. Chaque pic est centré sur l'altitude moyenne du bassin qu'il représente. Les quatre paliers décrits précédemment sont clairement identifiables sur la courbe (Fig. III.3a). Il est possible de pousser plus loin l'analyse de la topographie en ne prenant en compte que les bassins, c'est à dire les étendues planes. L'histogramme résultant (Fig. III.3b) montre qu'entre le haut-plateau et l'avant-pays, la diminution d'altitude s'accompagne d'une augmentation de la surface des bassins. Il faut également noter que les principaux paliers d'altitude sont limités par des reliefs imposants de l'ordre de 5000 mètres. Ces promontoires sont orientés NE-SO (e.g. bordure de la

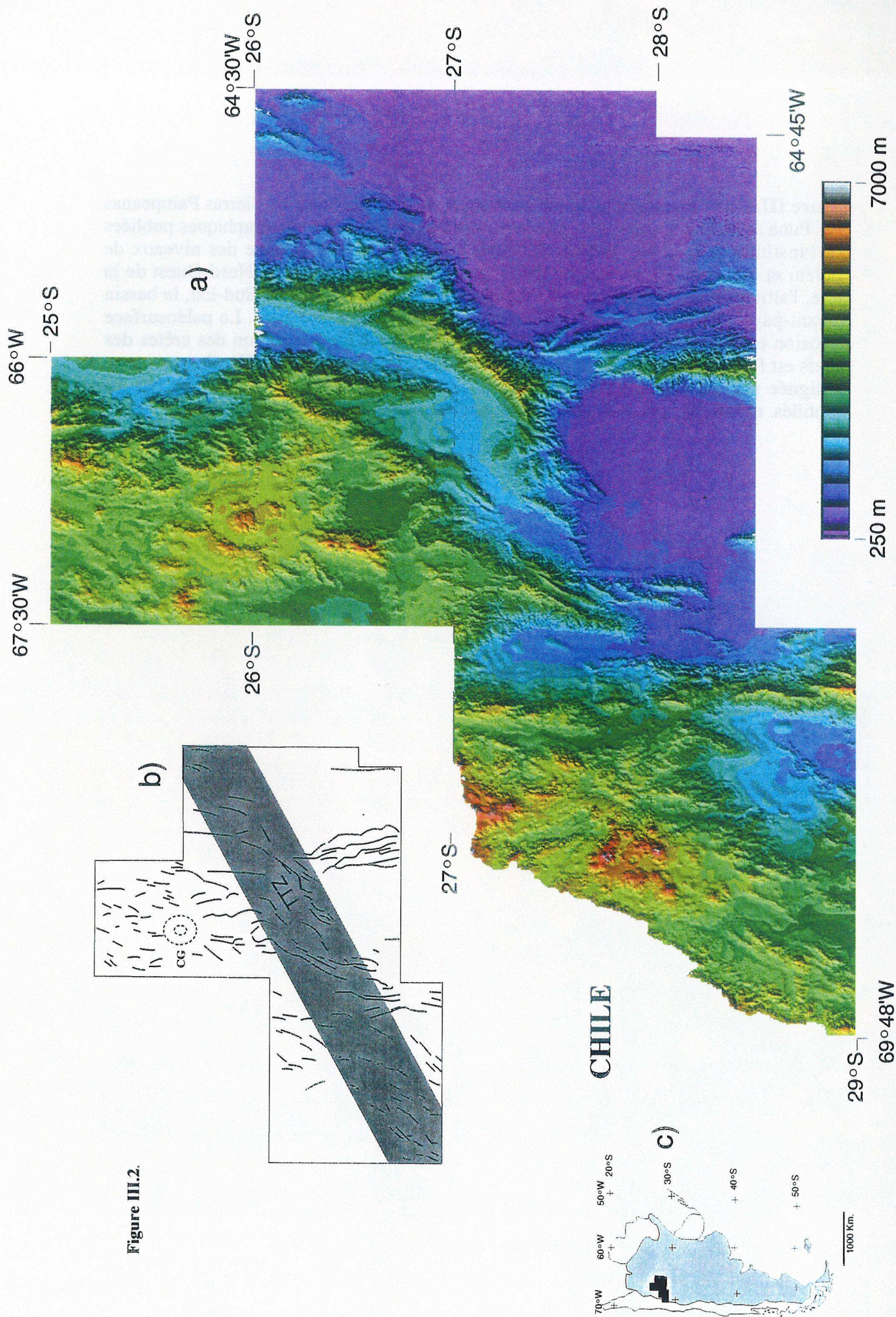
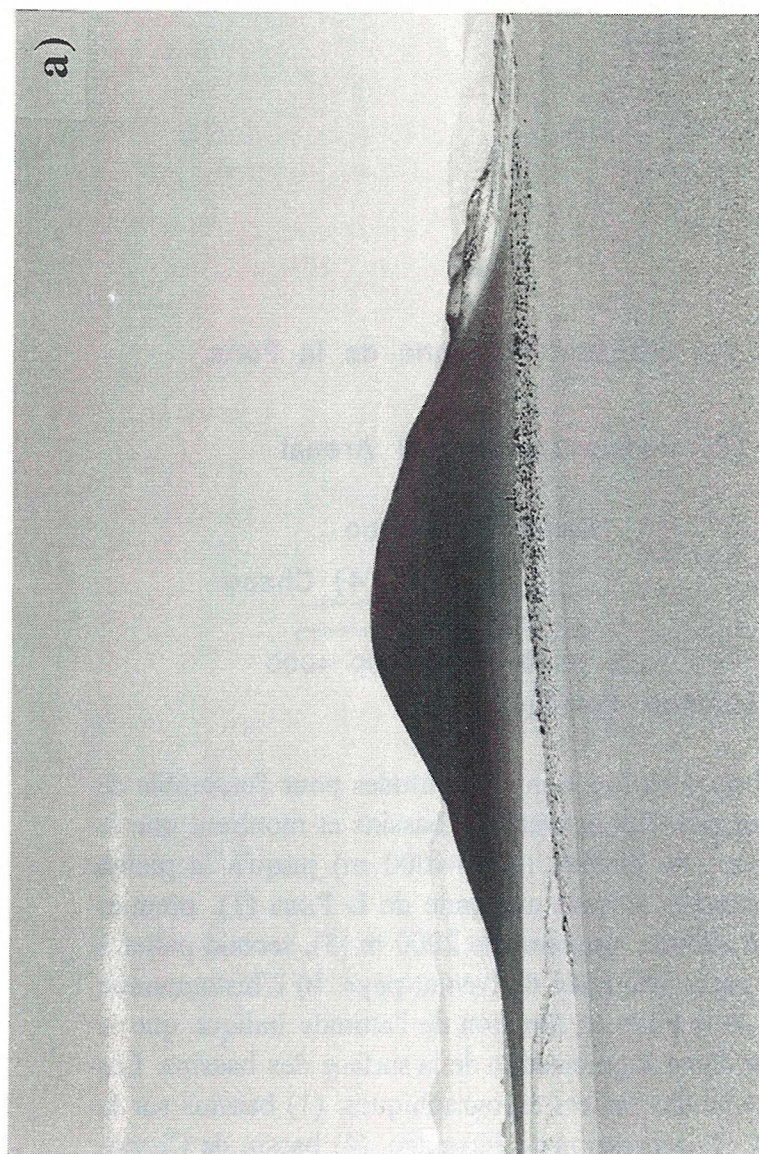
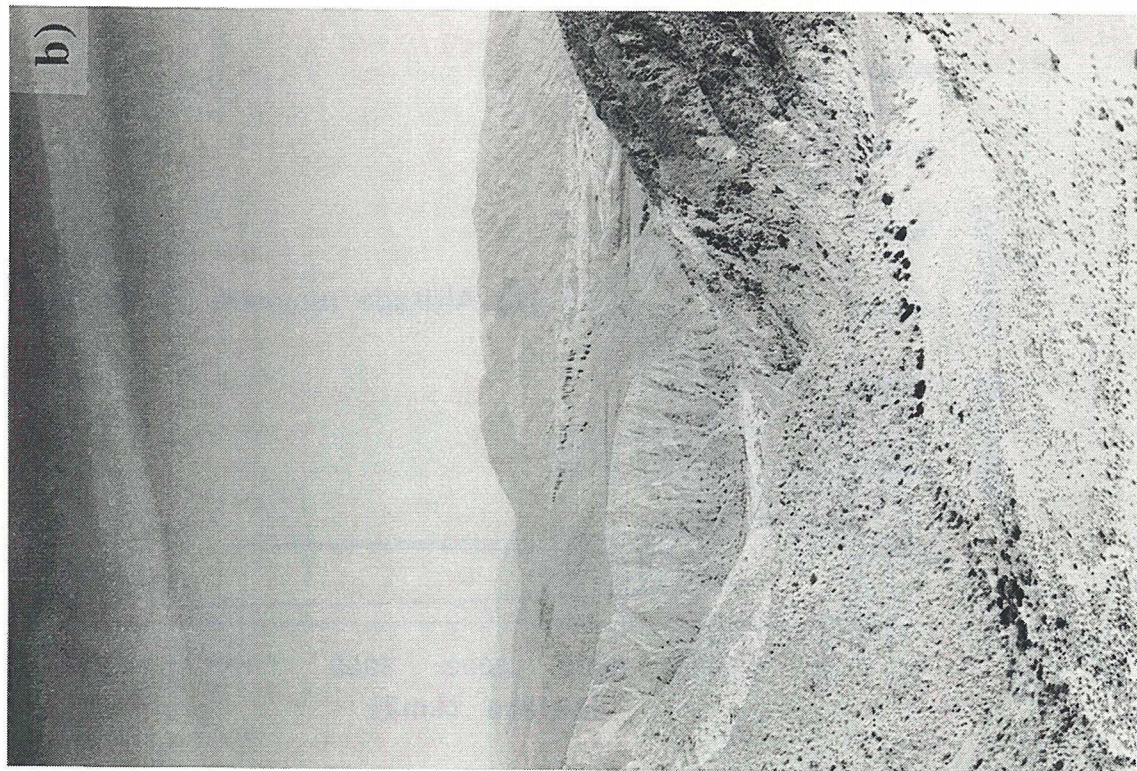


Figure III.2.

Figure III.2. a) Carte topographique numérique de la limite entre les Sierras Pampeanas et la Puna argentine. Cette carte a été construite à partir de cartes topographiques publiées par l'Instituto Geográfico Militar (cf. Annexe 2). La correspondance des niveaux de couleur et des altitudes est donnée par le cartouche sous la carte. Au Nord-Ouest de la carte, l'altitude moyenne du plateau est supérieure à 3700 mètres. Au Sud-Est, le bassin d'avant-pays du Chaco s'étend à une altitude moyenne de 250 mètres. La paléosurface d'érosion est visible sur le toit des blocs (28°S-66°W). b) L'orientation des crêtes des reliefs est fortement perturbée dans la zone de transfert de Tucumán (TTZ). Cette zone est soulignée par une bande grise. La caldéra du Cerro Galán (CG) est indiquée par les pointillés. c) Localisation de la carte topographique numérique.



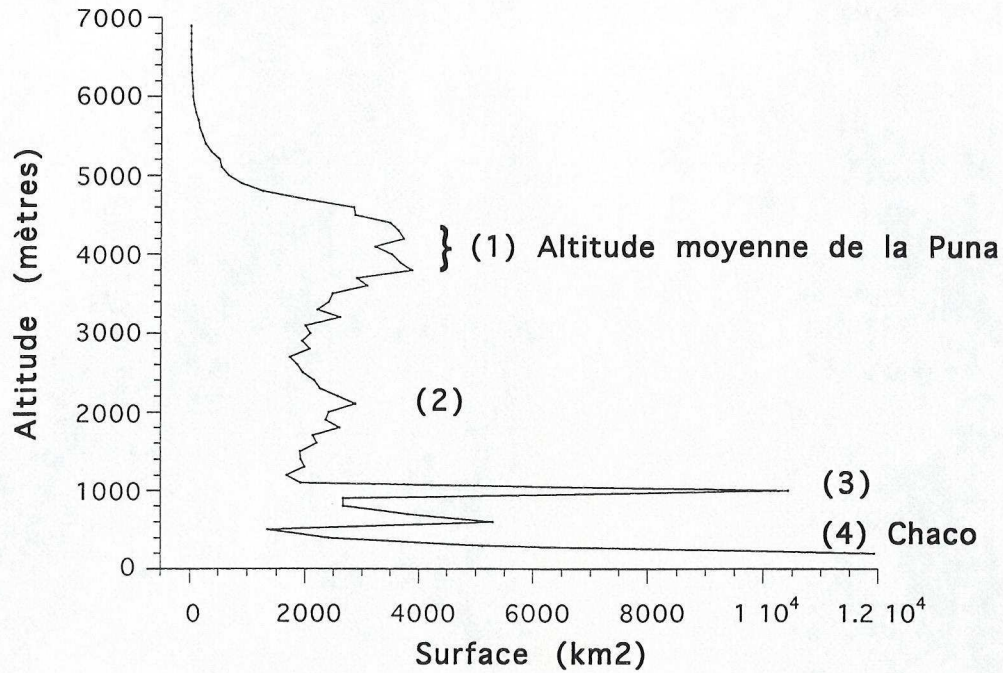
a)



b)

Planche III.1. a) Cône volcanique quaternaire sur la Puna. Le plateau a une altitude moyenne supérieure à 3700 mètres. b) Dénivelé de 1500 mètres entre la limite de la Puna et le bassin de El Bolsón. Le cliché est pris depuis la Puna en direction du Sud-Est.

(a)



(b)

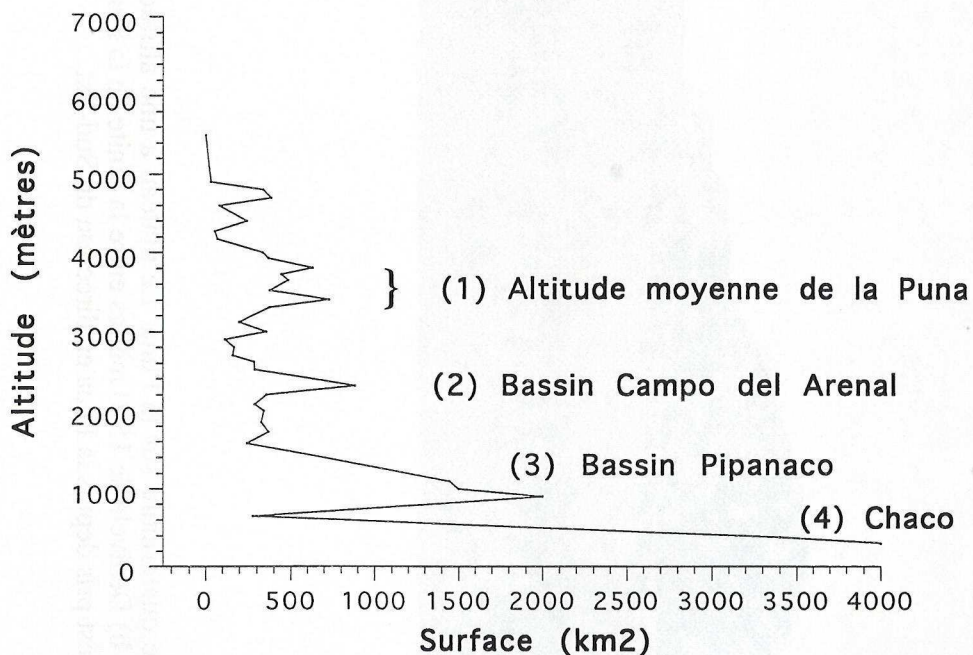


Figure III.3. a) Histogramme de la surface en fonction des altitudes pour l'ensemble de la carte topographique numérique. Les pics représentent les bassins et montrent que le relief décroît depuis l'altitude moyenne du plateau (3700-4000 m) jusqu'à la plaine d'avant-pays (250 m) par paliers successifs: altitude moyenne de la Puna (1), premier palier constitué par des bassins à une altitude moyenne de 2000 m (3), second palier à une altitude moyenne de 1000 m (4), palier d'altitude de l'avant-pays. **b)** L'histogramme de la surface des bassins au Sud-Est de la Puna en fonction de l'altitude indique que la décroissance de l'altitude s'accompagne d'une augmentation de la surface des bassins. Les bassins sélectionnés s'étendent sur chacun des paliers topographiques: (1) bassins sur la Puna, (2) bassin de Campo del Arenal, (3) dépression de Pipanaco, (4) bassin de Chaco-Paraná.

Puna, Sierras de Aconquija-Sierra de Belén, limite sud du bassin de Pipanaco, Figs. III.1 & III.2a).

La paléosurface érosive exposée sur de nombreuses Sierras (cf. Chapitre II, § 3.1) a une signature topographique très particulière, et apparaît clairement sur les images satellitaires (Jordan and Allmendinger, 1986; Strecker *et al.*, 1989). Cette surface d'érosion du socle cristallin est remarquablement identifiable sur la carte topographique numérique et en particulier sur la vue en perspective (détail en perspective cavalière, Fig. III.4). Son orientation varie significativement avec la géométrie et la symétrie des bassins. Sur le bord oriental de la dépression du bassin de Pipanaco (région de Ambato-Ancasti; Fig. III.4a), la surface érosive a un pendage de 8° vers l'Est. Elle est exhumée sur le toit d'une série de blocs basculés séparés par des failles à vergence ouest. Les limites faillées de ces blocs sont caractérisées par des reliefs abrupts. Le dénivelé topographique varie le long de ces blocs de socle asymétriques, il diminue depuis quelques 1000 mètres aux Nord, jusqu'à disparaître aux extrémités sud des blocs basculés (Fig. III.4a). Au niveau de la bordure occidentale du bassin de Pipanaco, la paléosurface a un pendage d'environ 10° vers l'Ouest. Cette interface socle-couverture initialement horizontale (cf. Chapitre II, § 3.1) a des pendages divergents sur les bords du bassin de Pipanaco. Ceci confère à ce bassin une certaine symétrie (Fig. III.4a). En revanche, d'autres bassins plus au Nord sont fortement asymétriques (e.g. Campo del Arenal et Santa María, Fig. III.4b).

III.1.2. Structures compressives régionales

Les chevauchement néogènes sont prédominants à travers les Sierras Pampeanas (González Bonorino, 1950a; Caminos, 1979; Jordan *et al.*, 1983; Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1990; Mon *et al.*, 1990). Une compilation de cartes structurales et les observations de terrain ont permis de proposer un schéma structural synthétique du Nord-Ouest argentin illustrant les structures andines compressives (Planche hors-texte n°1). Le style de déformation de type *thick-skinned tectonics* contraste singulièrement avec la déformation tégumentaire (*thin-skinned tectonics*) observée dans la zone sub-andine et la Precordillère (Jordan *et al.*, 1983; Allmendinger *et al.*, 1990; Snyder *et al.*, 1990). Les relations structurales entre la couverture néogène et les blocs de socle cristallin ont été décrites par González Bonorino (1950a). Cet auteur distingue deux types de structures résultant de la mise en place des blocs. Dans le premier cas, la couverture repose en discordance sur le toit érodé du bloc alors que la limite opposée de ce même bloc est une faille inverse (Fig. III.5a). Ce type de structure asymétrique est le plus courant à travers les Sierras Pampeanas. Les bassins compressifs associés (e.g. El Bolsón, Campo del Arenal, Fig. III.1) sont de type avant-pays (cf. Annexe 1.3, Cobbold *et al.*, 1993). Le bassin de El Bolsón est chevauché à l'Ouest par la limite de la Puna

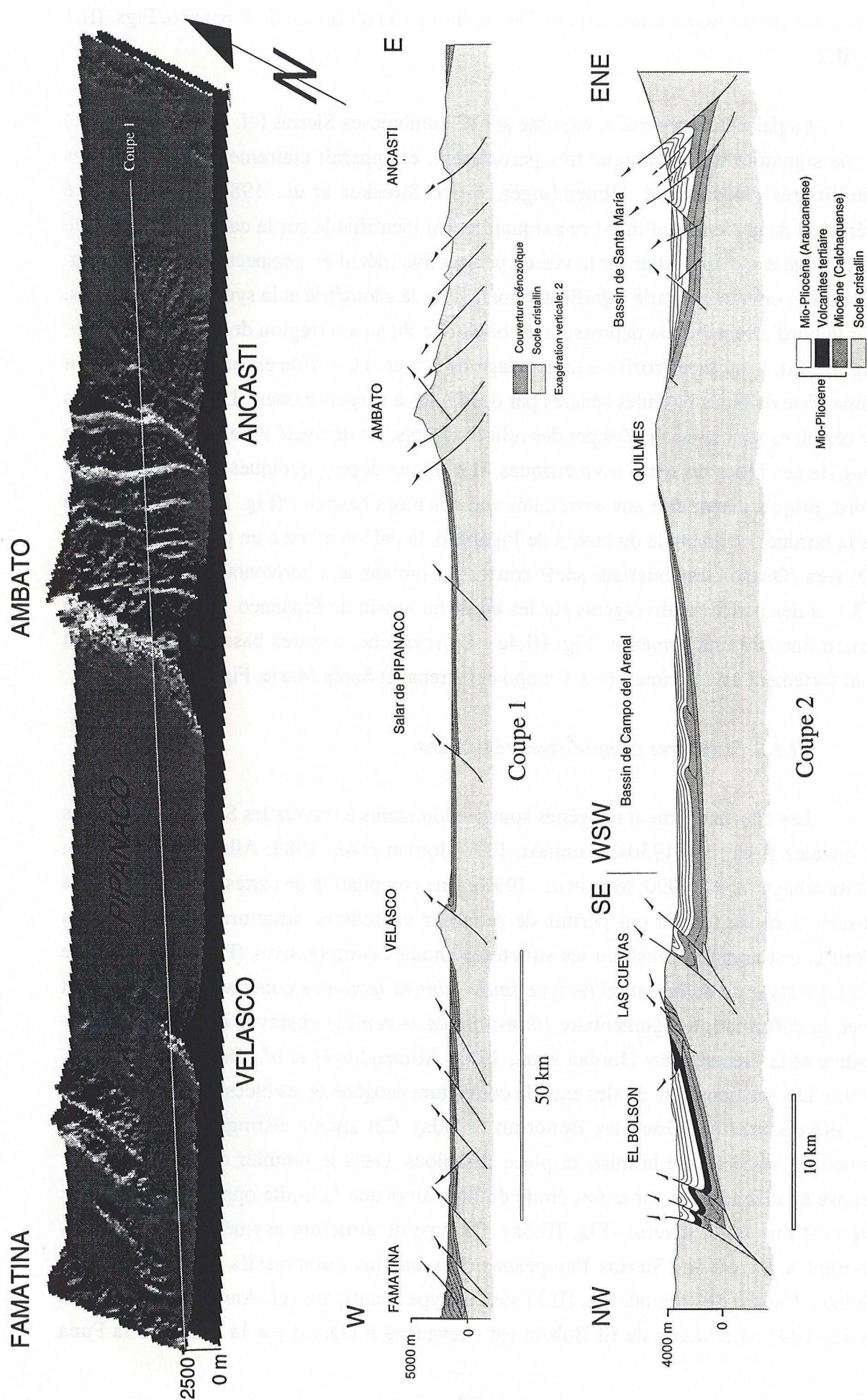
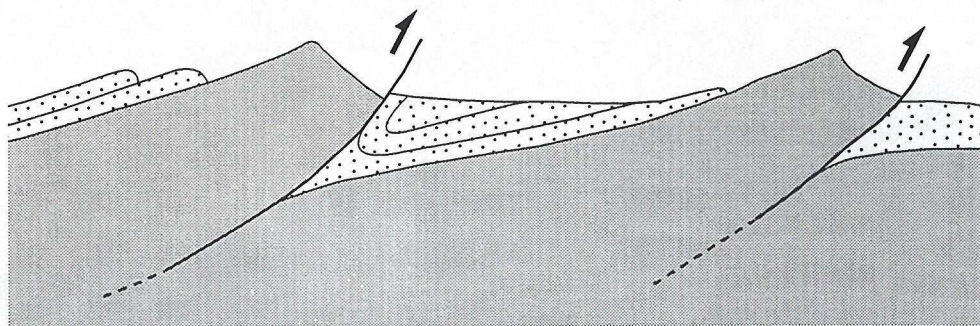
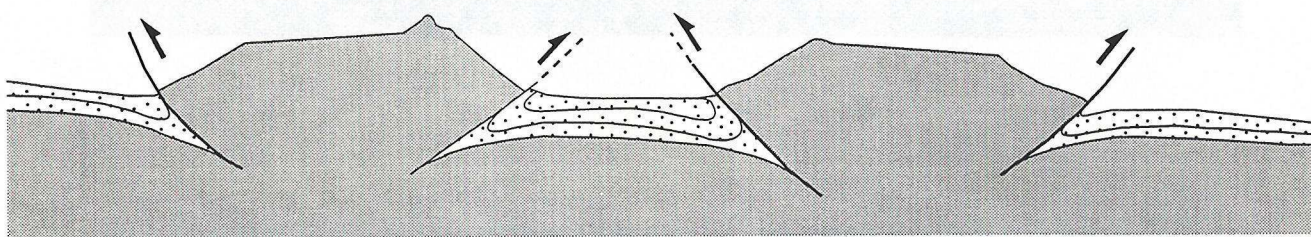


Figure III.4 Coupes géologiques interprétatives à travers les Sierras Pampeanas septentrionales (localisation sur la Fig. III.1b). La topographie numérique en perspective (a) traverse la dépression de Pipanaco et montre la paléosurface érosive inclinée vers l'Est sur les Sierras de Ambato et Ancasti, et vers l'Ouest sur la Sierra de Velasco. L'ombrage est calculé pour une illumination venant de l'Ouest. Le plan de référence (noir) est au niveau de la mer. Les coupes géologiques 1 et 2 sont interprétées à partir de la géologie de surface. Elles montrent une augmentation de l'épaisseur des dépôts détritiques et de la déformation interne des bassins depuis le Sud (coupe 1) vers la bordure de la Puna (coupe 2).



Bassin asymétrique de type "avant-pays"



Bassin symétrique de type "rampe"

Figure III.5. Modèles de mise en place des blocs de socle cristallin et de la géométrie des bassins compressifs associés (d'après González Bonorino, 1950a). a) Dans le premier cas, l'une des marges du bloc de socle est limitée par une faille inverse et chevauche un bassin asymétrique. La couverture néogène est discordante sur le toit du bloc. b) Les blocs sont parfois limités par des chevauchements de vergence opposée. Les bassins compressifs associés sont symétriques.

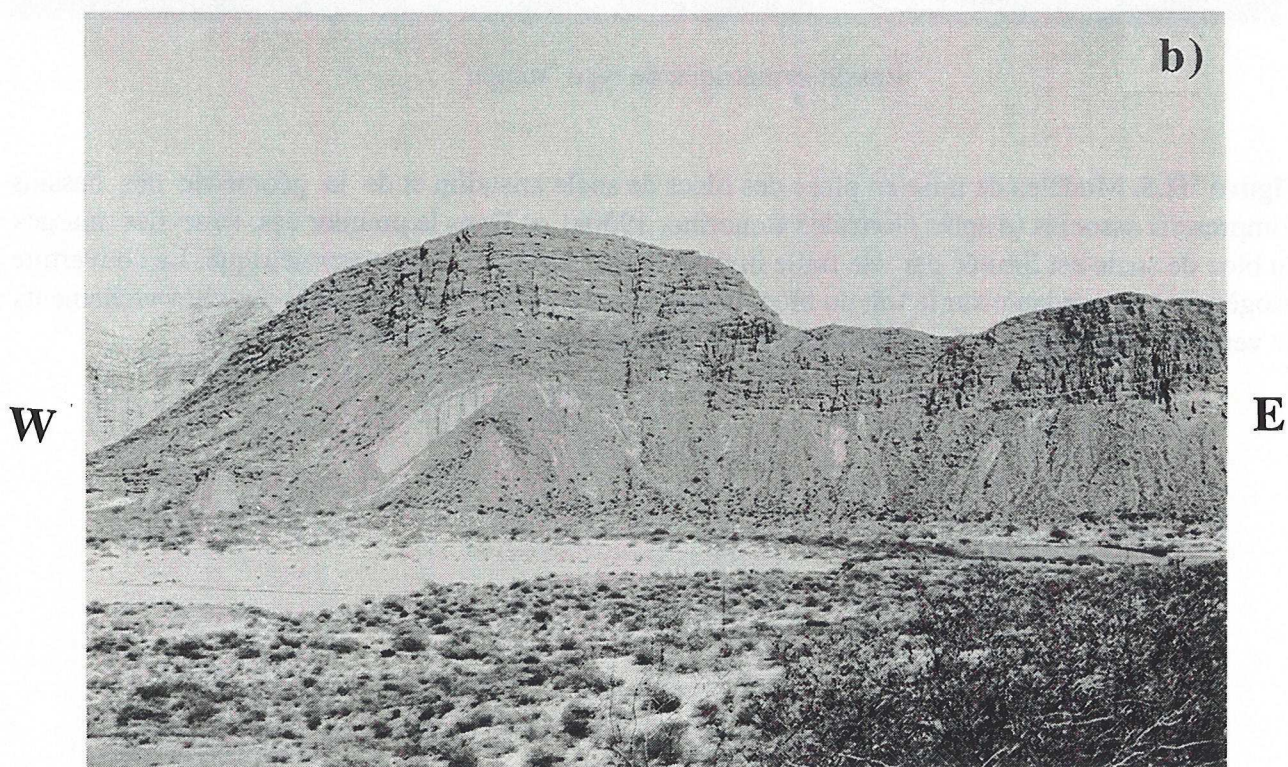
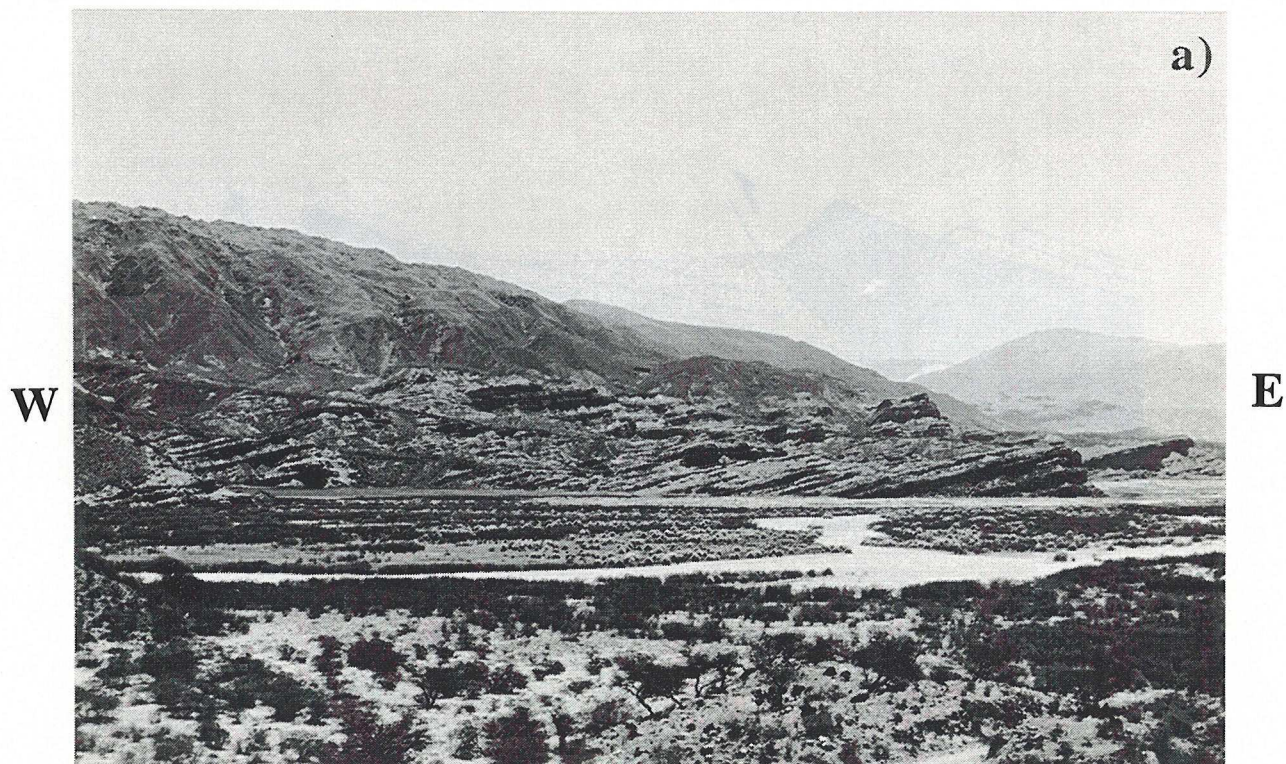


Planche III.2. Structures compressives néogènes. **a)** Séquences néogènes et quaternaires du bassin de El Bolsón chevauchées par la limite de la Puna (socle cristallin à gauche). **b)** Un anticlinal sur rampe de vergence est affectant les grès d'âge miocène supérieur illustre le style de déformation interne des bassins. Secteur de Hualfín.

(Planche III.2a). Dans le second cas de figure (González Bonorino, 1950a), les blocs de socle sont symétriquement limités par des failles inverses de vergence opposée (Fig. III.5b). Les bassins délimités par ces chaînes de socle sont symétriquement chevauchés par des failles de vergences opposées (cf. Annexe 1.3, Cobbold *et al.*, 1993). De tels bassins de type "*ramp basin*" sont moins communs que les précédents (e.g. bassin de Pipanaco, Fig. III.4a).

La géométrie des chaînons en surface suggère que les décalages entre le toit des blocs et la base des bassins sont pluri-kilométriques. Ces rejets verticaux importants sur les chevauchements bordant les bassins et la déformation interne apparemment modérée dans ces derniers indiquent que le raccourcissement régional est essentiellement accommodé sur les marges de blocs. La quantité de chevauchement est généralement variable le long des failles régionales, comme le suggèrent les variations de reliefs aux limites de blocs (Fig. III.4a). La Sierra de Hualfín (Fig. III.1) est un exemple très représentatif du style de déformation au Nord des Sierras Pampeanas. Elle fait partie d'une succession de chaînons orientés NE-SO et disposés en échelon à la limite sud-est de la Puna (e.g. Sierras de El Durazno, Hualfín et Las Cuevas, Fig. III.1). La Sierra de Hualfín est orientée N040. A l'Ouest, la couverture néogène du bassin El Bolsón repose en discordance sur la paléosurface d'érosion exhumée sur le toit de la Sierra de Hualfín. La paléosurface est basculée vers l'Ouest et son pendage varie de 10° à 45° vers l'Ouest (Fig. III.4b). La base de la série miocène (*Formation El Morterito*) adhère au socle cristallin (Planche II.1 b), mais des plis et des chevauchements affectent les niveaux plus superficiels de la couverture. Ceci indique que la déformation qui implique le socle est accompagnée par une déformation interne des bassins. Des plis de rampe (*fault-bend folds*) affectent les grès de la *Formation El Morterito* (Calchaquense, Miocène moyen) à proximité de la localité de Hualfín (Planche III.2b), et un rétro-chevauchement à vergence ouest place l'unité volcanoclastique (*Formation El Aspero*) sur les grès et les conglomérats de la *Formation El Cajón* (Araucanense, Mio-Pliocène) dans le secteur de El Bolsón (Fig. III.4b). Le style structural de la limite orientale du bloc, entre la Sierra de Hualfín et le Bassin de Campo del Arenal varie significativement du Sud au Nord (Fig. III.6). A l'extrémité sud de la Sierra de Hualfín, le socle cristallin présente un bombement et il est recouvert en discordance par les sédiments néogènes (*Formation El Morterito*). La couverture tertiaire forme une terminaison péri-anticlinale dont l'axe plonge de 10° au N216 (Fig. III.6a & Planche III.3b). Dans le tronçon intermédiaire de la Sierra, la surface d'érosion constituant le toit du bloc est affectée par une flexure en chevron (Annexe 1.1; Fig. III.6b & Planche III.3a). Des reliques de sédiments néogènes reposent en discordance sur la surface du socle inclinée de 30° vers le Sud-Est. Les sédiments à la marge du bassin de Campo del Arenal sont plissés et chevauchés par le bloc de Hualfín. L'axe du pli est orienté N044 parallèlement au chevauchement et plonge de 22° vers le

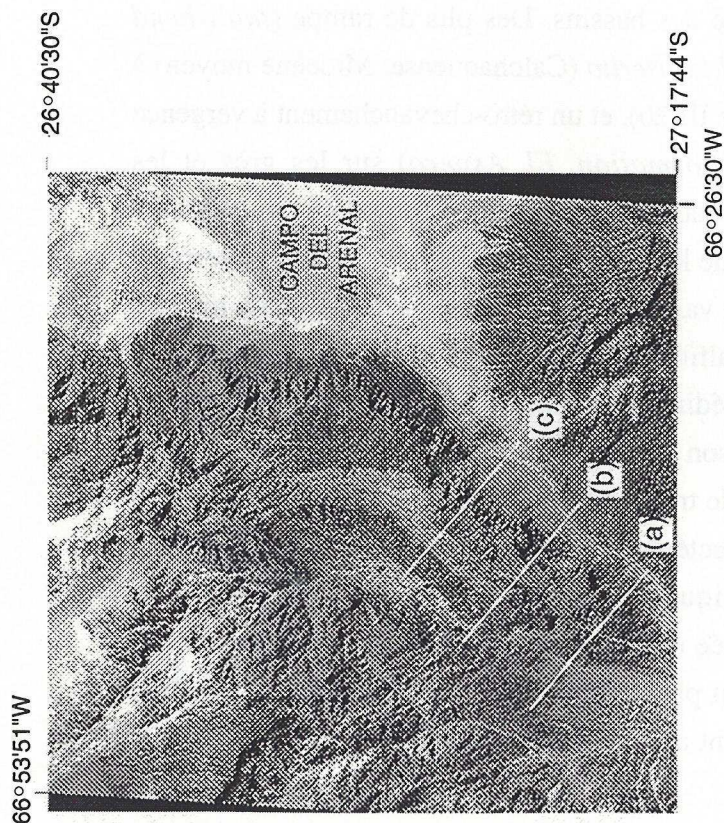


Figure III.6. Structure de la Sierra de Hualfín (gris clair, socle cristallin; gris foncé, couverture néogène; blanc, quaternaire). Les blocs diagrammes schématisques illustrent les variations de style structural le long de la marge orientale de la Sierra de Hualfín : bombement du socle (a), plissement de la surface érosive et de la couverture néogène (b) et chevauchement (c). La tranche de chaque bloc diagramme est localisée sur l'image satellite SPOT.

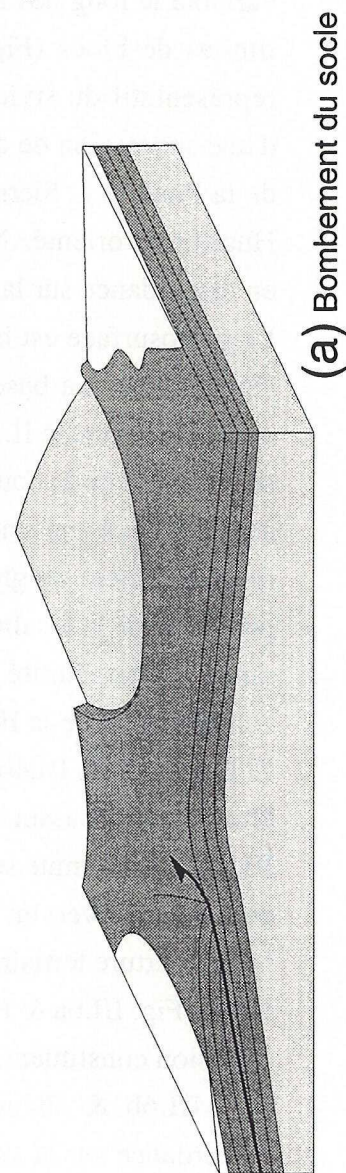
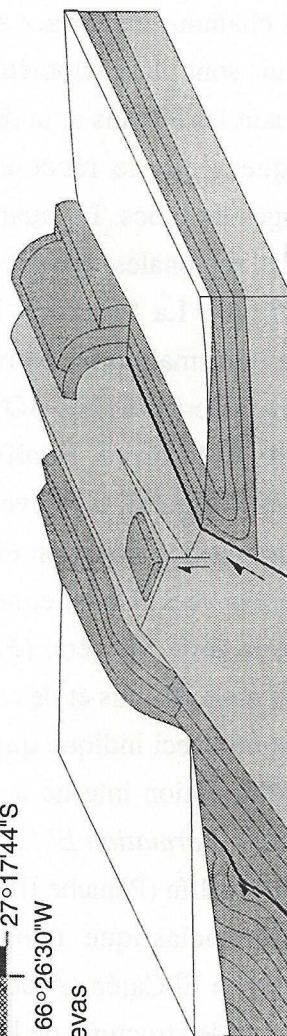
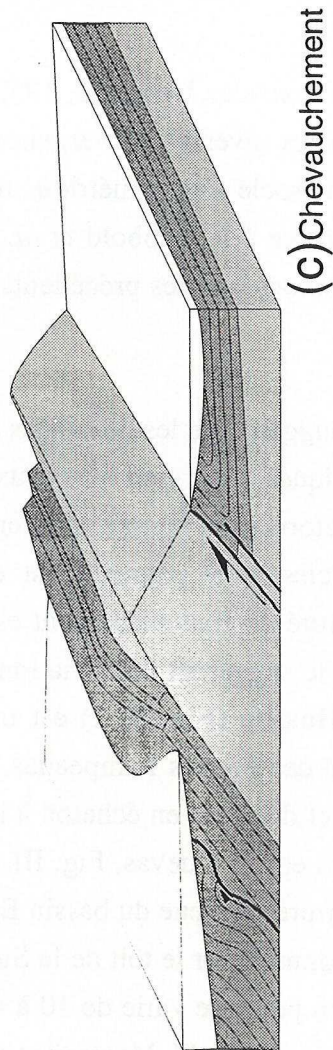
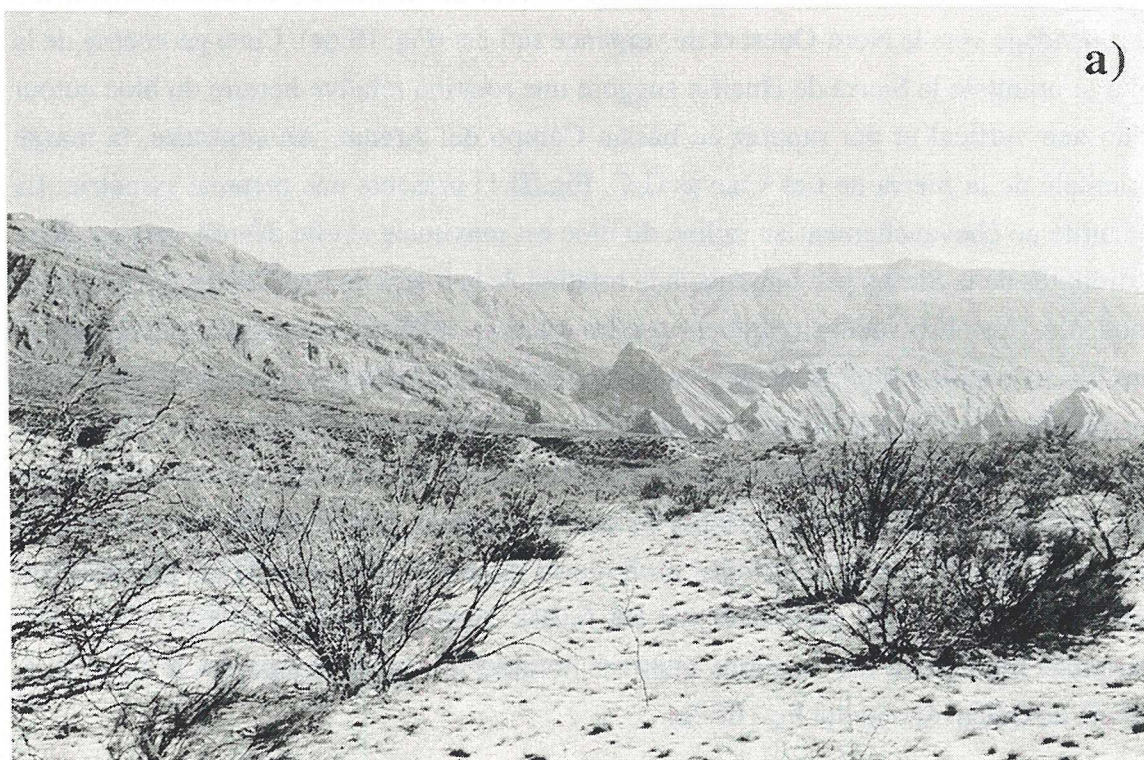


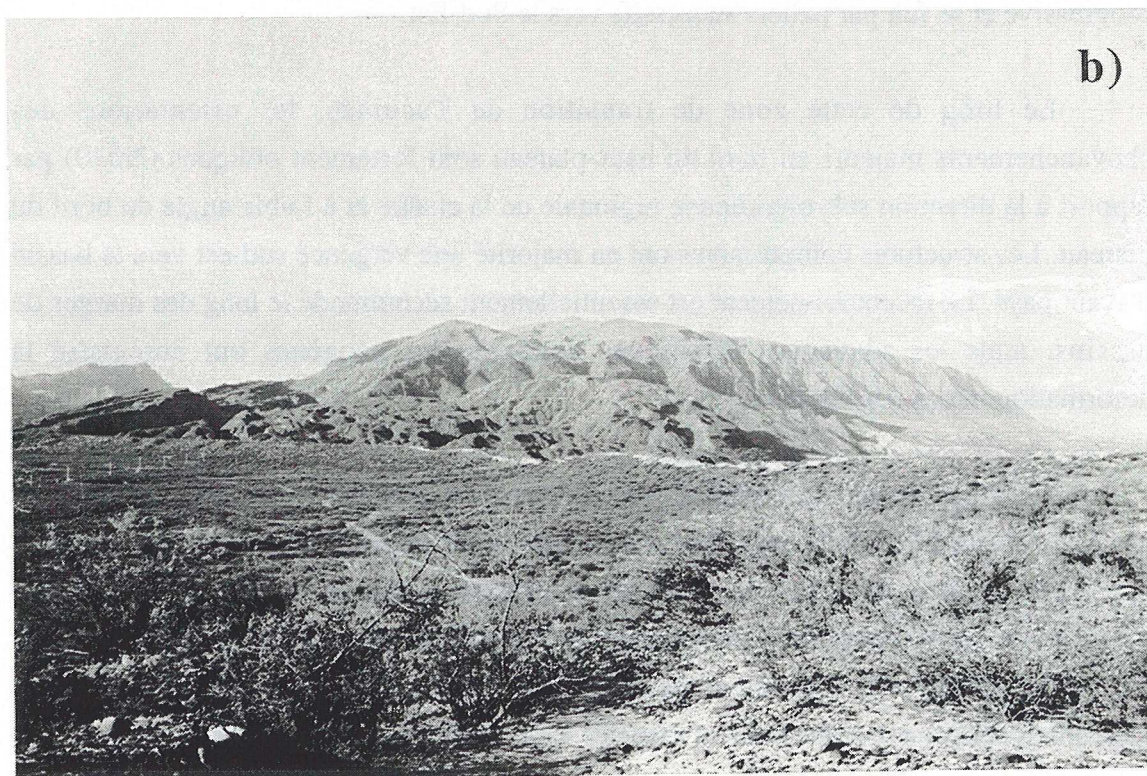
Image SPOT des Sierras de Hualfín et Las Cuevas

W



E

W



E

Planche III.3. a) Plissement et chevauchement des séries miocènes supérieures le long de la bordure orientale de la Sierra de Hualfín. A gauche du cliché, la paléosurface érosive est basculée vers l'Est et porte des reliques de couverture sédimentaire (voir figure III.6b). b) Terminaison péri-anticlinale des séries miocènes supérieures sur l'extrémité sud de la Sierra de Hualfín (voir figure III.3a).

Nord (Fig. III.6b). Enfin, au Nord, la limite du bloc de Hualfín est un chevauchement à fort pendage vers le Nord-Ouest et de vergence sud-est (Fig. III.6c). Cette géométrie de la marge orientale la Sierra de Hualfín suggère une rotation relative horaire du bloc autour d'un axe vertical et par rapport au bassin Campo del Arenal. Au contraire, la marge orientale de la Sierra de Las Cuevas (LC, Fig. III.1) présente une certaine symétrie. La quantité de chevauchement au milieu du bloc est maximale et elle décroît vers les deux extrémités de la Sierra, par conséquent la rotation de la Sierra de Las Cuevas doit être plus modérée. Ces observations suggèrent que les rotations relatives sont locales et concernent des blocs de taille restreinte et qu'elles varient d'un bloc à l'autre. A une échelle plus large, les reliefs constituant les limites méridionales des paliers topographiques du Campo del Arenal et de la dépression de Pipanaco (Figs. III.1 & III.2a) semblent être caractérisés par une variation similaire de la quantité de chevauchement. Ces barrières topographiques orientées NE-SO ont des altitudes croissantes depuis l'Ouest vers l'Est, probablement associées à des rejets croissants sur les failles inverses qui les bordent. Ces rejets variables impliquent des rotations relatives horaires des blocs composant le relief (e.g. reliefs de Belén-Aconquija Fig. III.2a).

III.1.3. Bilan

A travers les Sierras Pampeanas septentrionales, la diminution d'altitude entre le haut-plateau (altitude moyenne > 3700 m) et l'avant-pays (altitude moyenne < 250 m) est progressive et se fait par paliers successifs vers le Sud-Est.

Le long de cette zone de transition de Tucumán, les orientations des chevauchements majeurs au bord du haut-plateau sont fortement obliques (N040) par rapport à la direction sub-méridienne régionale de la chaîne et à faible angle du bord du plateau. Les structures compressives ont en majorité une vergence sud-est vers le bassin d'avant pays. Le raccourcissement est essentiellement accommodé le long des marges de bassins, mais les séquences détritiques continentales néogènes ont enregistré la déformation interne des bassins.

Les chaînons de socle cristallin sont disposés en échelon. Ces blocs sont limités par des chevauchements le long desquels la quantité de déplacement varie. Ceci suggère que le déplacement sur les failles n'est pas strictement inverse et admet une composante décrochante non négligeable. L'observation de la géométrie des structures régionales dans la zone de transition de Tucumán suggère que la structuration de la région en bloc de taille pluri-kilométrique est probablement associée à des rotations rigides de ces derniers.

III.2. Analyse de données de sismique réflexion pétrolière

J'ai étudié en détail un réseau d'environ 850 kilomètres de lignes de sismique réflexion pétrolière acquises dans des bassins compressifs intramontagneux bordant la Puna et dans le bassin d'avant-pays, à la latitude de Tucumán (Fig. III.7). L'information de sub-surface (Fig. III.8) a permis de visualiser et d'interpréter les structures supra-crustales associées à la tectonique néogène sur une profondeur d'environ 8 km. Cette analyse constitue un nouvel apport d'informations sur la géométrie et sur la structure interne des bassins compressifs de la région et sur l'épaisseur et la répartition régionale des dépôts néogènes. En outre, cette étude permet d'évaluer la quantité de raccourcissement régional à travers la limite entre le haut plateau et l'avant-pays et de déterminer une chronologie relative de la propagation de la déformation dans cette zone.

III.2.1. Traitement des données originales

Des profils sismiques transversaux et longitudinaux équidistants couvrent les bassins étudiés et forment un réseau dont la maille est approximativement 5 kilomètres. Les lignes exploitées sont localisées sur la figure III.7. Elles se situent, d'une part dans les bassins intramontagneux (e.g. Fig. III.7: section 1: Santa María et section 2: Campo del Arenal), et d'autre part dans l'avant-pays andin du Chaco-Paraná (e.g. Fig. III.7: sections 3: Monteros, 4: Rio Chico et 5: Tucumán). Les sections sélectionnées sont transversales aux bassins et sont orientées orthogonalement à la direction des chevauchements régionaux. Pour des raisons de confidentialité, la position exacte des sections n'est pas divulguée (Fig. III.7). Pour les mêmes motifs, seuls les pointés sismiques (Fig. III.8) sont présentés. La profondeur maximale d'investigation atteinte par les profils sismiques est d'environ 8 km (4 secondes temps double). Elle permet, par conséquent, de visualiser en coupe l'intégralité des bassins. Les sections sismiques distance/temps ont été préalablement transformées en coupes distance/profondeur suivant une procédure détaillée en Annexe 3. Les dimensions des coupes sismiques sélectionnées sont les suivantes:

N° ligne	Localisation	Orientation	Longueur	Profondeur max. des réflecteurs
1	Santa María	N 105	28.5 km	5 km.
2	Campo del Arenal	N 110	35 km	4 km.
3	Ouest Monteros	N 110	22.5 km	2.5 km.
4	Nord-Ouest Rio Chico	N 090	12.5 km	3.5 km.
5	Sud Tucumán	N 208	23 km	4.5 km.

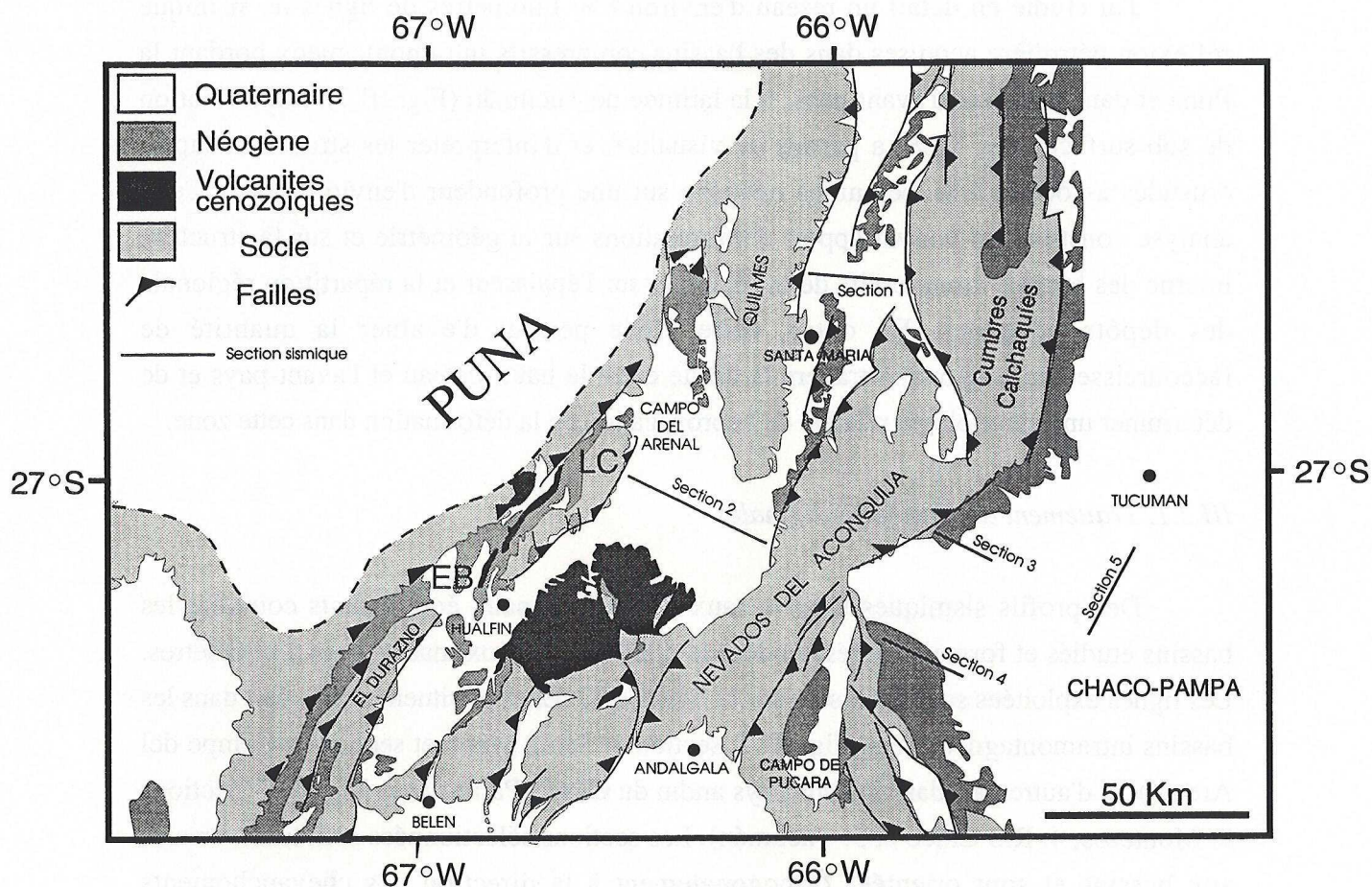


Figure III.7. Localisation des lignes sismiques à la bordure méridionale de la Puna. Les sections traversent d'une part les bassins intramontagneux de Santa María (section 1) et de Campo del Arenal (section 2) et d'autre part le bassin d'avant-pays (sections 3, 4, et 5). EB: Bassin de El Bolsón, LC: Sierra de Las Cuevas.

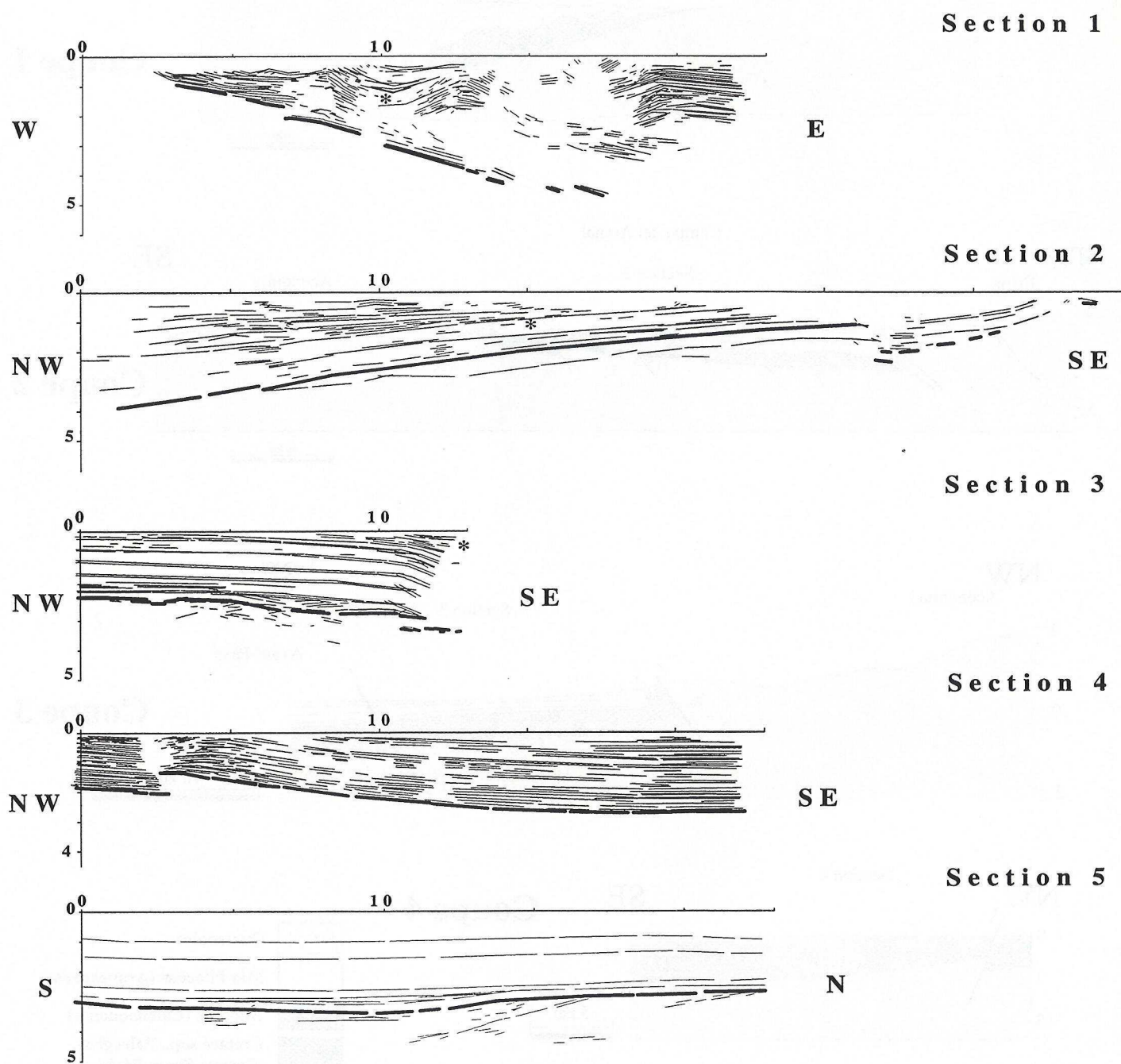


Figure III.8. Pointés des lignes sismiques. Les réflecteurs ont été migrés selon des lois de vitesse présentées en annexe 4. Les réflecteurs du toit du socle sont marqués par des traits gras. Les réflecteurs dans la couverture néogène sont matérialisés par des traits fins. Les discordances angulaires entre réflecteurs sont signalées par des astérisques. Localisation des sections sur la figure III.7.

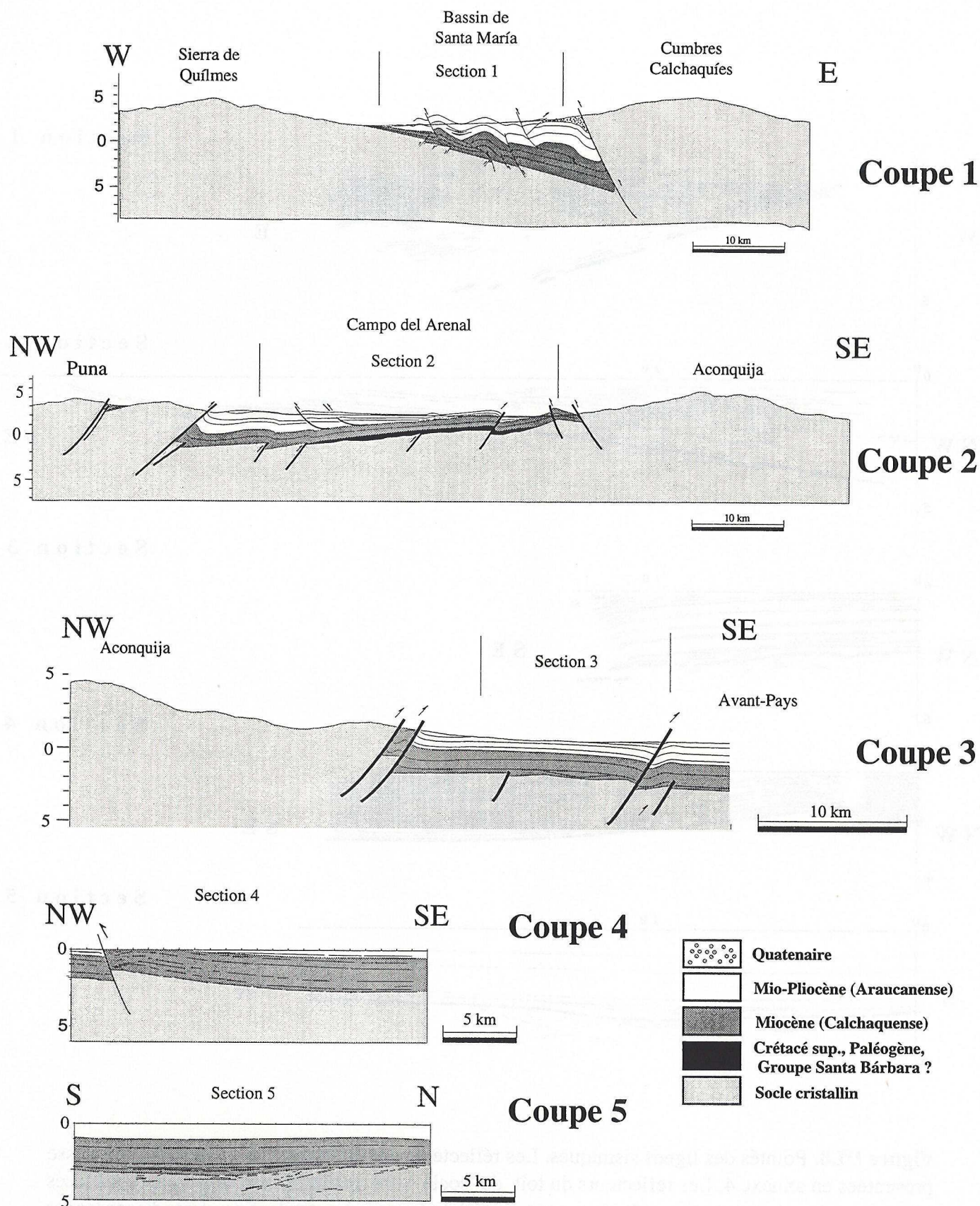


Figure III.9. Coupes structurales interprétatives. Les interprétations des coupes sont basées sur la géométrie des réflecteurs sismiques (cf. Fig. III.8) et sur les observations structurales et stratigraphiques de surface. Les profils topographiques des coupes 1, 2 et 3 sont issus de la carte topographique numérique (Fig. III.2 a). Ces trois coupes interprètent une zone plus large que les sections sismiques. Les extrémités des lignes sismiques sont matérialisées par des traits verticaux. Les coupes 4 et 5 se limitent à l'interprétation des sections sismiques 4 et 5. Les coupes interprétatives montrent que la déformation interne des bassins est plus forte dans les bassins intramontagneux à la limite du plateau (sections 1 et 2) que dans l'avant-pays (sections 3, 4, et 5).

III.2.2. Identification des réflecteurs sismiques

Les réflecteurs sélectionnés sur les pointés sismiques (Fig. III.8) mettent en évidence deux types d'objets:

1) La base des bassins est marquée par des réflecteurs généralement très nets, traduisant une forte discontinuité de vitesse de propagation des ondes sismiques, à l'interface entre deux milieux fortement contrastés: le socle cristallin et la couverture sédimentaire néogène. Cette interface est la surface d'érosion anté-mésozoïque que l'on retrouve généralement exhumée sur le sommet des sierras (Chapitre II, § 3.1). Elle sert de niveau de référence structural dans la suite de l'analyse des données de sismique réflexion. En dessous de cette interface, la réponse sismique du socle est très perturbée et les failles ne laissent apparaître aucune signature particulière. L'éventuelle existence de niveaux stratifiés sous la base du bassin Campo del Arenal n'est pas exclue (Fig. III.8, section 2). Bien qu'elles n'aient pas été décrites à cette latitude, il pourrait s'agir de reliques de séries crétacées du Groupe Salta comblant une dépression de la surface érodée du socle. Les affleurements du "Groupe Salta" (cf. Chapitre II, § 2.2) constituant l'extrémité sud du rift crétacé à tertiaire inférieur de Salta ne s'interrompent qu'à environ 50 km au Nord du bassin de Campo del Arenal (Riccardi, 1988; Uliana & Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Grier *et al.*, 1991; Mpodozis & Allmendinger, 1993).

2) Les réflecteurs au dessus de l'interface socle/sédiments correspondent à des contrastes de vitesse de propagation au sein de la couverture, c'est à dire aux plans de stratification marquant des changements lithologiques entre les multiples formations tertiaires du "Groupe Santa María-Corral Quemado" (Bossi & Palma, 1982; Allmendinger *et al.*, 1982; Bossi *et al.*, 1987; Strecker, 1987; Malizzia, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989; Strecker *et al.*, 1989; González & Barreñada, 1993; Malizzia, 1993; Bossi *et al.*, 1993; Sosa & Fuentes, 1993; Malizzia *et al.*, 1990).

III.2.3. Interprétation des profils

En l'absence de forage de contrôle le long des lignes, l'interprétation des pointés sismiques (Fig. III.9) se base sur les logs stratigraphiques établis pour les bassins de Campo del Arenal et Santa María (Bossi *et al.*, 1993; Bossi *et al.*, 1987; Bossi & Palma, 1982). Les corrélations entre les réflecteurs sismiques et la géologie de surface s'appuient sur une synthèse des nombreuses cartes géologiques et structurales publiées sur cette région. Les cartes géologiques au 1/200000° de la région ont été abondamment consultées (cartes 11d, 11e, 12d, 12e & 13e, Ruiz Huidobro, 1972), ainsi que les cartes et schémas structuraux existant dans la bibliographie (Bossi & Palma, 1982; Allmendinger *et al.*, 1982; Bossi *et al.*, 1987; Strecker, 1987; Malizzia, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989;

Strecker *et al.*, 1989; González & Barreñada, 1993; Malizzia, 1993; Bossi *et al.*, 1993; Sosa & Fuentes, 1993; Malizzia *et al.*, 1990).

La géométrie des réflecteurs sismiques renseigne à la fois sur la dynamique sédimentaire de remplissage du bassin et sur son évolution structurale. Sur la quasi-totalité des lignes, les réflecteurs puissants des séries basales sont uniformes et marquent des séquences apparemment isopaques d'un bassin à l'autre (Figs. III.8 & III.9). En effet, la succession d'une série de réflecteurs réguliers très marqués, au dessus de l'interface socle/couverture, apparaît clairement, à la fois dans Campo del Arenal (Fig. III.8: section 2), et dans le bassin d'avant-pays du Chaco (Fig. III.8: sections 3, 4 et 5). Ces niveaux ont une épaisseur de 2000 à 2500 m et pourraient par conséquent correspondre aux formations miocènes *Yacomisqui*, *Saladillo*, *San José*, *Las Arcas*, *Peñas Azules* et *El Morterito* (Figs. III.9 & II. 13) si l'on s'en tient à la stratigraphie locale adoptée (Bossi & Palma, 1982; Allmendinger *et al.*, 1982; Bossi *et al.*, 1987; Strecker, 1987; Malizzia, 1988; Allmendinger *et al.*, 1989; Strecker *et al.*, 1989; González & Barreñada, 1993; Malizzia, 1993; Bossi *et al.*, 1993; Sosa & Fuentes, 1993; Malizzia *et al.*, 1990). En revanche, les réflecteurs sismiques correspondant à la stratification des niveaux superficiels pliocènes (Araucanense) mettent en évidence des variations d'épaisseur et des discordances angulaires significatives (Figs. III.8 & III.11: sections 1, 2, 3 et 4). Les exemples les plus évidents de discordances se trouvent dans les strates superficielles probablement pliocènes (Figs III.8 & III.9). Sur la section 1, dans le bassin de Santa María les discordances entre réflecteurs semblent se trouver dans les niveaux correspondant à la Formation *Chiquimil* (>6 Ma). Sur la section 2, dans le bassin de Campo del Arenal les strates de la Formation *Playa del Zorro* (>5.5 Ma) sont discordantes sur celles de la Formation *Peñas Azules* (Figs. II.13, III.8 & III.9). Enfin, à l'extrême Est de la section 4, les séries les plus superficielles pliocènes reposent en discordance sur les séries sous-jacentes. En définitive, l'interprétation des profils sismiques montre que les séries sommitales d'âge probablement inférieur à 6 Ma dans tous les bassins sont constituées par des dépôts clairement syn-tectoniques.

Si l'on considère que l'interface socle/couverture était initialement sub-horizontale, le décalage vertical de celle-ci entre la base des bassins et le sommet des blocs est très important. Il atteint environ 5 km à limite est de la section 1 et à la limite ouest de la section 2 (Fig. III.8).

La géométrie des réflecteurs dans la couverture néogène indique que les bassins sont affectés par une déformation interne non négligeable. Celle-ci s'exprime par le plissement et la fracturation des séquences néogènes. La coupe 1 (Fig. III.9) à travers le bassin de Santa María constitue un exemple remarquable de structuration dans un bassin

compressif de type "ramp basin" (cf. Fig. III.5 & Annexe 1.1, Cobbold *et al.*, 1993). Le bassin est fortement asymétrique. A l'Ouest, la paléosurface d'érosion exhumée sur le toit du bloc de Quílmès plonge de 21° vers l'Est sous les séries du bassin de Santa María. Le bassin s'approfondit vers l'Est et atteint une profondeur d'environ 6 à 7000 mètres le long des sommets de Cumbres Calchaquíes (Fig. III.1 & III.9). La marge est du bassin est contrôlée par un chevauchement à vergence ouest plaçant des roches du socle cristallin sur des sédiments d'âge quaternaire (Strecker *et al.*, 1989). L'épaisseur des séries est localement doublée par des plis de rampe. Les structures interprétées (Fig. III.9: coupe 1) ont une vergence ouest compatible avec les observations de géologie de surface. Sur la coupe 2 (Fig. III.9), l'interface socle/couverture plonge de 8° vers l'Ouest sous les séries du bassin de Campo del Arenal. La coupe interprétative basée sur les sections sismiques transversales aux bassins situés de part et d'autre de la Sierra de Quílmès et sur les affleurements de surface, suggère que ce bloc de socle a une structure de pli en chevron d'une longueur d'onde de 60 kilomètres environ (Fig. III.9: coupe 1). La Sierra de Quílmès émerge donc au milieu de deux bassins compressifs asymétriques eux mêmes encadrés par des chevauchements régionaux de vergences opposées. A l'Ouest, en avant de la faille inverse limitant la Puna, la Sierra de Hualfín chevauche le bassin de Campo del Arenal vers l'Est. A l'Est, le bloc des Cumbres Calchaquíes constituant le contrefort oriental des Sierras Pampeanas chevauche vers l'Ouest le bassin de Santa María (Figs. III.1 & III.9). L'approfondissement des bassins compressifs de Campo del Arenal et de Santa María est accentué par le basculement de la surface d'érosion associé au soulèvement de la Sierra de Quílmès. Le développement de ces bassins compressifs est totalement contrôlé par la fracturation du socle cristallin. Les dépôts continentaux néogènes comblent les dépressions produites par basculement de l'interface socle/couverture.

III.2.4. Carte des isobathes du toit du socle cristallin

Le réseau de profils sismiques est relativement dense. Son analyse a permis d'obtenir une carte des isochrones de la base des bassins néogènes. Ces isochrones de l'interface socle/couverture dans les bassins ont été traduites en isobathes du toit du socle en suivant une loi de vitesse moyenne adoptée pour l'ensemble des dépôts continentaux considérés (cf. Annexe 3). Dans la mesure où les reliefs sont constitués par des roches du socle cristallin, la carte régionale du toit du socle (Fig. III.10) a été obtenue en soustrayant l'épaisseur des bassins à la topographie. En outre, la carte régionale des isobathes de la base du Néogène dans l'avant-pays andin (Planche hors-texte n°2) a été dessinée à partir d'une compilation de données de sub-surface concernant le bassin de Chaco-Paraná. Des mesures de séquences néogènes en surface au front de la Precordillère (Reynolds, 1987) et les nouvelles courbes déterminées dans la région de Tucumán complètent cette carte

synthétique. Il faut signaler qu'aucune information de sismique pétrolière n'est disponible au Sud du Campo del Arenal et dans le secteur de la dépression de Pipanaco. Par conséquent, les épaisseurs de sédiments néogènes reportées dans ce secteur, sur la planche hors-texte n°2, sont hypothétiques. Elles sont basées sur les épaisseurs de séries évaluées en surface ou déduites en prolongeant géométriquement la paléosurface d'érosion sous les bassins. Ces deux documents (Fig. III.10 & Planche hors-texte n°2) renseignent sur l'épaisseur des dépôts continentaux et sur la répartition géographique des dépo-centres dans les bassins intramontagneux et dans l'avant-pays.

A l'échelle régionale, à travers tout le Nord-Ouest argentin, un approfondissement important des bassins vers les zones de chevauchements majeurs apparaît clairement (Planche hors-texte n°2). Les dépo-centres des bassins néogènes atteignent 5000 mètres dans la zone sub-andine au pied de la Cordillère Orientale (22-23°S), ainsi que dans l'avant-pays au voisinage des chevauchements andins frontaux (23-27°S). L'allongement des dépo-centres est orienté N020 et le bassin s'élargit significativement vers le Nord. Dans la zone de transition de Tucumán (27°-29°S), les épaisseurs maximales de dépôts détectées dans les bassins en échelon orientés N040 sont 5000 à 7000 mètres. Au Sud, dans le bassin sub-méridien entre le chevauchement frontal de la Précordillère et la Sierra de Valle Fertil (Fig. III.1, 29°-32°S), des séquences de 7000 à 8000 mètres ont été mesurées (Reynolds, 1987).

Dans les bassins de la région de Tucumán, la précision sur les isobathes calculées est plus grande (Fig. III.10). La logique de répartition des dépôts est similaire. Les dépo-centres se localisent au pied des chevauchements majeurs. Au bord de la Puna, dans les deux bassins intramontagneux de Campo del Arenal et de Santa María, le volume total de sédiments continentaux néogènes a été estimé à près de 7650 km³ (Fig. III.10). La profondeur de la limite est du bassin de Santa María atteint 7000 mètres sous la faille des Cumbres Calchaquies (Figs. III. 1 & III.10). Au bord de la Sierra de Las Cuevas et de la bordure de la Puna, le bassin de Campo del Arenal a une profondeur de 5000 mètres (Figs. III. 1 & III.10). Dans le bassin d'avant pays, au Sud de Tucumán, l'épaisseur des séries néogènes est de 5000 mètres (Figs. III. 1 & III.10). Les dépo-centres sont généralement allongés parallèlement aux chevauchements. La figure III.10 indique que les épaisseurs maximales enregistrées se localisent à l'intersection entre un accident orienté N130 et les chevauchements sub-méridiens bordant les Cumbres Calchaquies (7000 mètres dans le bassin de Santa María et 5000 mètres dans le bassin d'avant pays. Ces deux dépo-centres sont extrêmement localisés.

La carte du toit du socle (Fig. III.10) montre en outre, que les décalages verticaux entre le sommet des blocs et la base des bassins sont très importants. Le long de la marge Est du bassin de Santa María le rejet vertical entre le sommet des Cumbres Calchaquies et la base du bassin est de 11 000 mètres. L'écart d'altitude entre le toit du bloc Aconquija

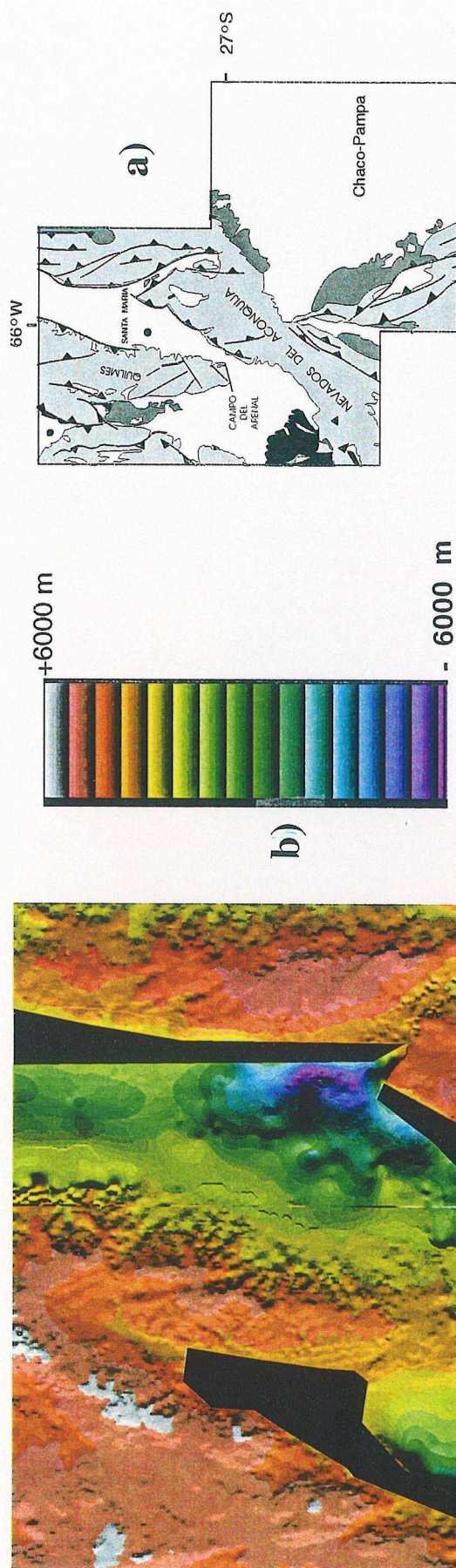


Figure III.10. Carte numérique de la topographie du toit du socle cristallin. a) Localisation du document. b) Cette carte a été calculée en soustrayant en chaque point les profondeurs de bassins obtenues par les informations de sub-surface des valeurs d'altitude. La carte résultante montre donc la topographie de la base des bassins néogènes et des blocs de socle. La correspondance des niveaux de couleur et des altitudes est donnée par la cartouche en marge de la carte. Les altitudes varient de + 6000 mètres à - 6000 mètres par rapport au niveau moyen des océans. Les caches noirs masquent les limites faillées des bassins où les recouvrements des blocs de socle rendent le calcul impossible. Ce document numérique montre que les profondeurs de bassins sont maximales le long des chevauchements à l'Ouest de Campo del Arenal, à l'Est du bassin de Santa María et à l'Ouest du bassin d'avant-pays.

L'impact de la pollution sur l'environnement est
 une question qui se pose de plus en plus.
 Les hommes ont modifié l'environnement
 pour leur bien-être, mais ils ont aussi
 dégradé la nature. Les polluants
 sont partout : dans l'air, dans l'eau,
 dans le sol. Ils sont invisibles, mais
 ils sont dangereux. Ils peuvent
 causer des maladies, des cancers,
 des malformations. Ils peuvent aussi
 détruire la flore et la faune.
 Il faut donc agir pour protéger
 l'environnement. Il faut réduire
 la pollution, protéger la nature,
 et surtout, il faut éduquer les
 hommes. Ils doivent comprendre
 que la nature est leur maison,
 et qu'ils doivent la respecter.
 C'est notre responsabilité.



Coupes régionales interprétatives

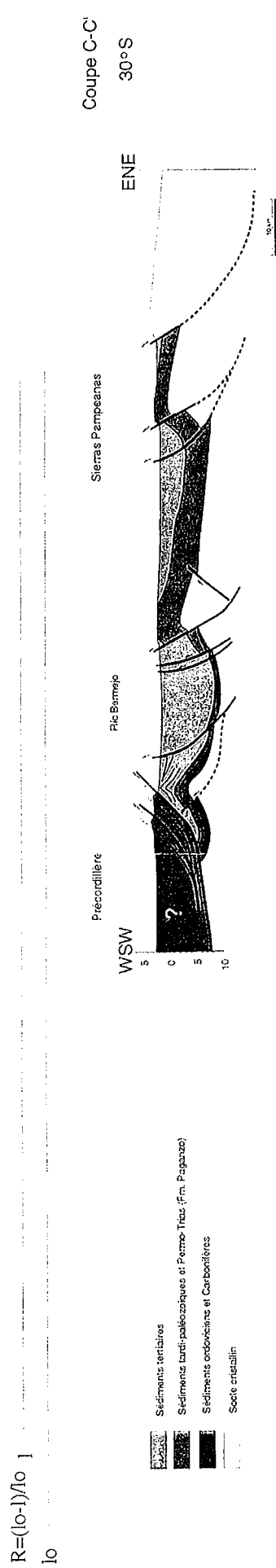
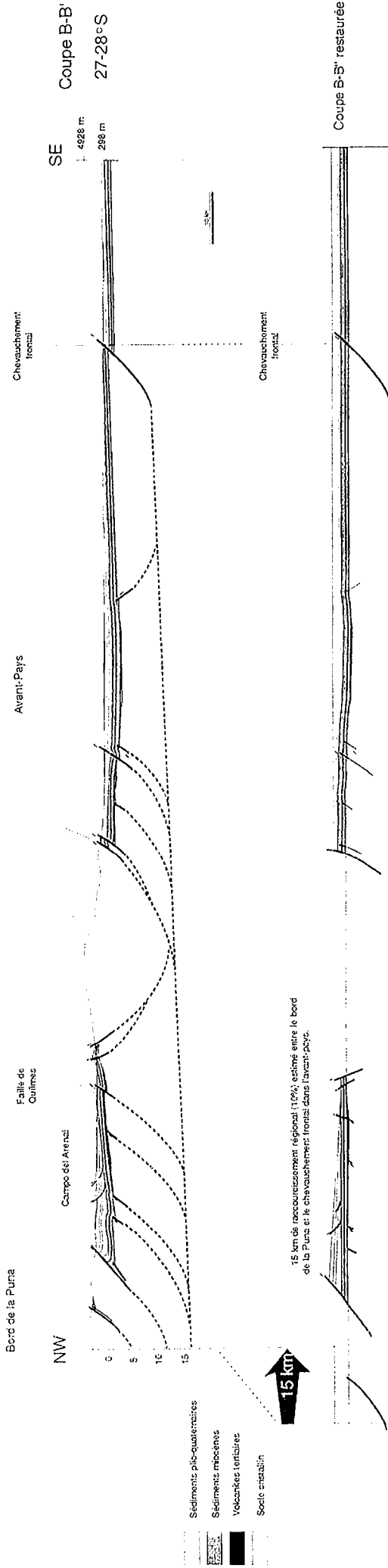
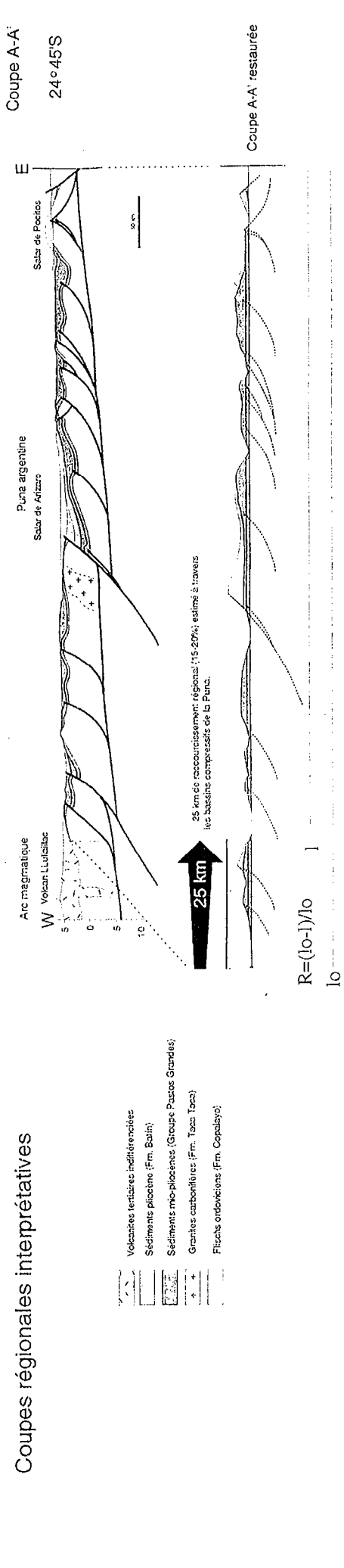


Figure III.11. Coupes régionales interprétatives. Trois coupes régionales illustrent le style tectonique sur la Puna (coupe A-A'), à travers la zone de transition de Tucumán (coupe B-B') et à la limite entre la Précordillère et les Sierras Pampeanas (coupe C-C'). La restauration des deux premières coupes permet une comparaison entre le raccourcissement régional accumulé sur le plateau (coupe A-A': 25 km) et à travers les Sierras Pampeanas septentrionales (coupe B-B': 15 km). Les trois coupes sont à la même échelle et sont dessinées sans exagération verticale. Les profils sont localisés sur la planche hors-texte n° 1.

et la base du bassin d'avant-pays représente environ 10 000 mètres. L'écart vertical à la limite Ouest du Campo del Arenal est de 7000 mètres environ.

A travers la zone de transition de Tucumán, il existe une corrélation entre l'épaisseur des dépôts continentaux néogènes et la position relative des bassins par rapport à la bordure du haut plateau. Les épaisseurs des dépôts augmentent vers le Nord Ouest depuis l'avant-pays jusqu'au plateau. Dans la zone du Salar de Pipanaco l'épaisseur des séquences néogènes avoisine 5000 mètres au Sud du bassin (Sosic, 1972; 1973), et l'épaisseur supposée des dépôts au Nord du bassin n'excède pas 2000 mètres. Plus au Nord, au niveau du bassin de Campo del Arenal les dépocentres bordant la Puna atteignent une profondeur de 5000 à 6000 mètres. Les coupes régionales interprétatives montrent également que la quantité de déformation interne affectant les bassins croît vers la bordure du plateau (Figs. III.4 & III.9). Dans le secteur de Pipanaco (Fig. III.4, coupe 1) et dans le bassin d'avant-pays (Fig. III.9, coupes 3, 4 et 5) la déformation interne des bassins est modérée. En revanche, dans les bassins intramontagneux les structures compressives sont plus nombreuses et donc la quantité de raccourcissement affectant la couverture est plus importante (Figs III.4, coupe 2 & III.9, coupes 1 et 2).

III.2.5. Restauration des coupes régionales interprétatives

Les objectifs des restaurations des coupes interprétatives (Fig. III.11) sont en premier lieu, de vérifier leur validité géométrique et ceci étant établi, d'estimer le taux de raccourcissement dans les bassins. Trois coupes régionales caractéristiques du style structural du Nord-Ouest argentin sont présentées (Fig. III.11). Ces coupes sont basées sur les observations de géologie de surface et sur les données sismiques de sub-surface. La première est orientée N090 et est localisée sur la Puna à 24°45'S (Coupe A-A'), la seconde est orientée N135 et traverse la zone de transition de Tucumán à 27°S (Coupe B-B') enfin, la troisième (Coupe C-C') est orientée N070 et se situe à la frontière entre les Sierras Pampeanas et la Précordillère. Seules les deux premières coupes ont été restaurées et les raccourcissements régionaux estimés ont été comparés. Les trois tracés de coupe sont localisés sur la planche hors-texte n°1.

a) Principes et restrictions

Les principes de restauration sont énumérés par S. Mitra & J. Namson (1989). La restauration des coupes interprétatives est basée sur le principe de conservation des surfaces. Cette hypothèse implique que la déformation interne et la compaction des séries sédimentaires soient négligeables. En outre, il faut admettre que la déformation est produite par un mécanisme de glissement flexural et résulte d'un événement tectonique

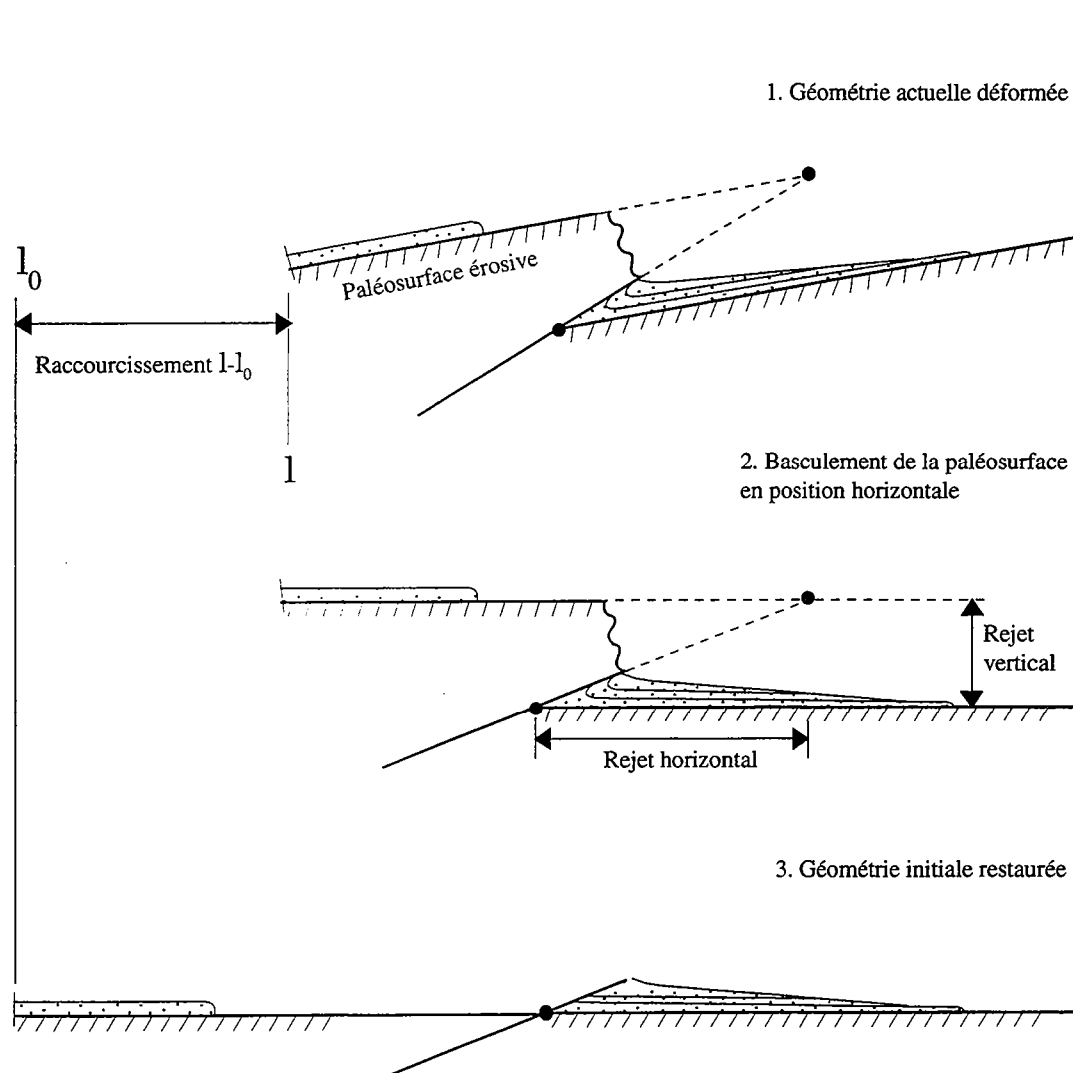


Figure III.12. L'interface socle/couverture est une surface structurale de référence utilisée pour la restauration des coupes interprétatives. La reconstruction des coupes à partir de la géométrie actuelle déformée (1), revient à basculer cette surface dans sa position horizontale initiale (2), puis à annuler les rejets sur les chevauchements en tenant compte de la portion érodée des blocs de socle (3).

unique. Pour se ramener à un problème en deux dimensions, le cas idéal est de restaurer une déformation plane dans un plan contenant les axes principaux de la déformation finie c'est-à-dire, tous les déplacements. Il n'y a donc pas de transfert latéraux de matière et l'on doit, par conséquent, admettre la conservation des surfaces et des longueurs dans ce plan de coupe. Une interprétation structurale géométriquement correcte doit aboutir à un état initial non déformé géométriquement possible. Les longueurs de lignes doivent être identiques dans les états initiaux et restaurés.

Dans le cas présent, les sections considérées sont orientées orthogonalement aux structures compressives régionales (Planche hors-texte n°1: Coupe A-A', E-W; Coupe B-B', NW-SE). La composante décrochante qui semble caractériser les principales structures constitue un obstacle aux conditions idéales théoriques de restauration, les résultats obtenus sont donc entachés d'erreur et minimisent les valeurs du taux de raccourcissement. Dans la mesure où les déplacements obliques au plan de coupe sont ignorés, si la direction principale de raccourcissement n'est pas contenue dans ce plan, alors le résultat de la restauration est un raccourcissement apparent inférieur à la valeur réelle. Les valeurs proposées correspondent donc à des taux minimaux de raccourcissement régional.

b) Restauration de la coupe B-B'

Surface structurale de référence

Dans le cas de la coupe B-B', la paléosurface d'érosion (cf. Chapitre II, § 3.1) est considérée comme surface de référence. Si l'on considère que cette interface entre le socle et la couverture était horizontale lors du dépôt des séries néogènes, il est indispensable de la ramener dans sa position initiale (Fig. III.12).

Géométrie en profondeur des failles limitant les blocs

Pour la coupe B-B', le problème le plus important ne réside pas dans la restauration de la pile sédimentaire néogène, mais dans la reconstruction de l'état initial du socle cristallin sous-jacent. La géométrie en profondeur des failles limitant les bassins n'est pas directement accessible. Les observations de surface indiquent que les chevauchements sont en majorité fortement inclinés ($60^\circ > \text{pendage} > 45^\circ$).

Les coupes régionales interprétatives publiées pour cette région, montrent que les chevauchements crustaux acquièrent une géométrie listrique à une dizaine de kilomètres de profondeur (Allmendinger *et al.*, 1982; Allmendinger *et al.*, 1983; Garrasino, 1985; Jordan *et al.*, 1988; Mon *et al.*, 1989; Grier, 1990; Grier *et al.*, 1991; Marret *et al.*, 1994). Selon ce modèle, les failles principales s'enracinent sur un niveau particulier qui

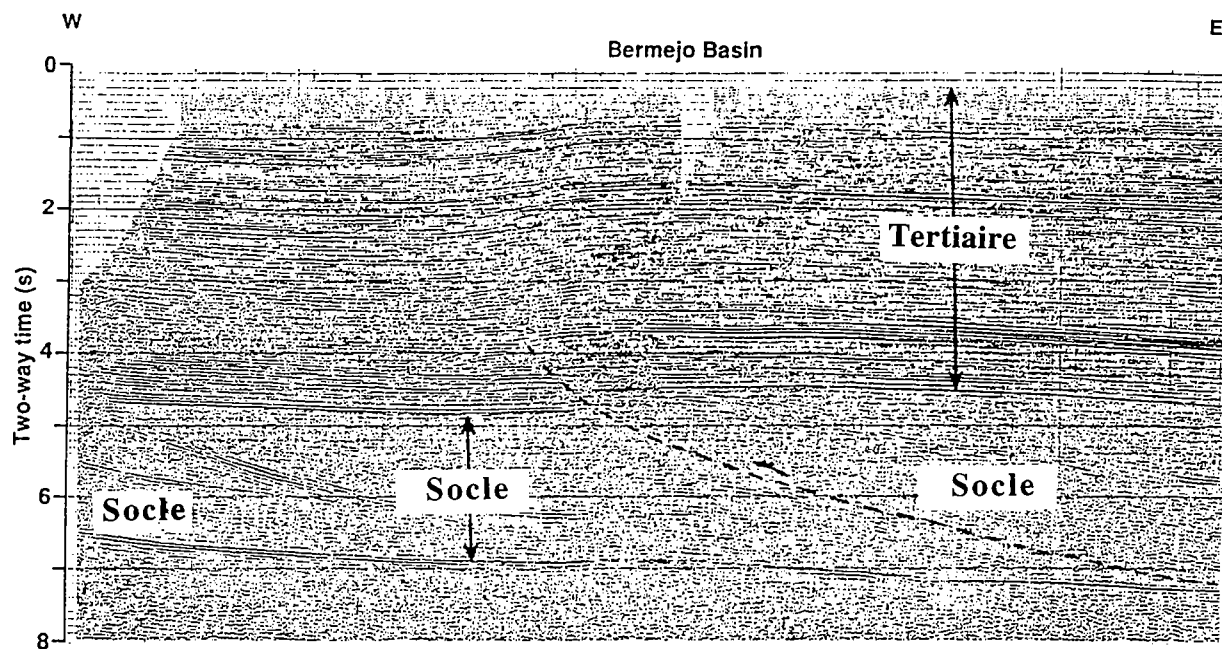


Figure III.13. Ligne de sismique réfexion (YPF) du bassin de Bermejo (Fig. III.1 a) montrant les réflecteurs du toit du socle d'âge paléozoïque à protérozoïque sous les séquences tertiaires (5 sec.). Les failles affectant le socle s'enracinent sur un niveau sub-horizontale à une profondeur d'environ 18 km (7 sec.). Le profil sismique a une longueur d'environ 24 km. D'après Allmendinger et al., 1990.

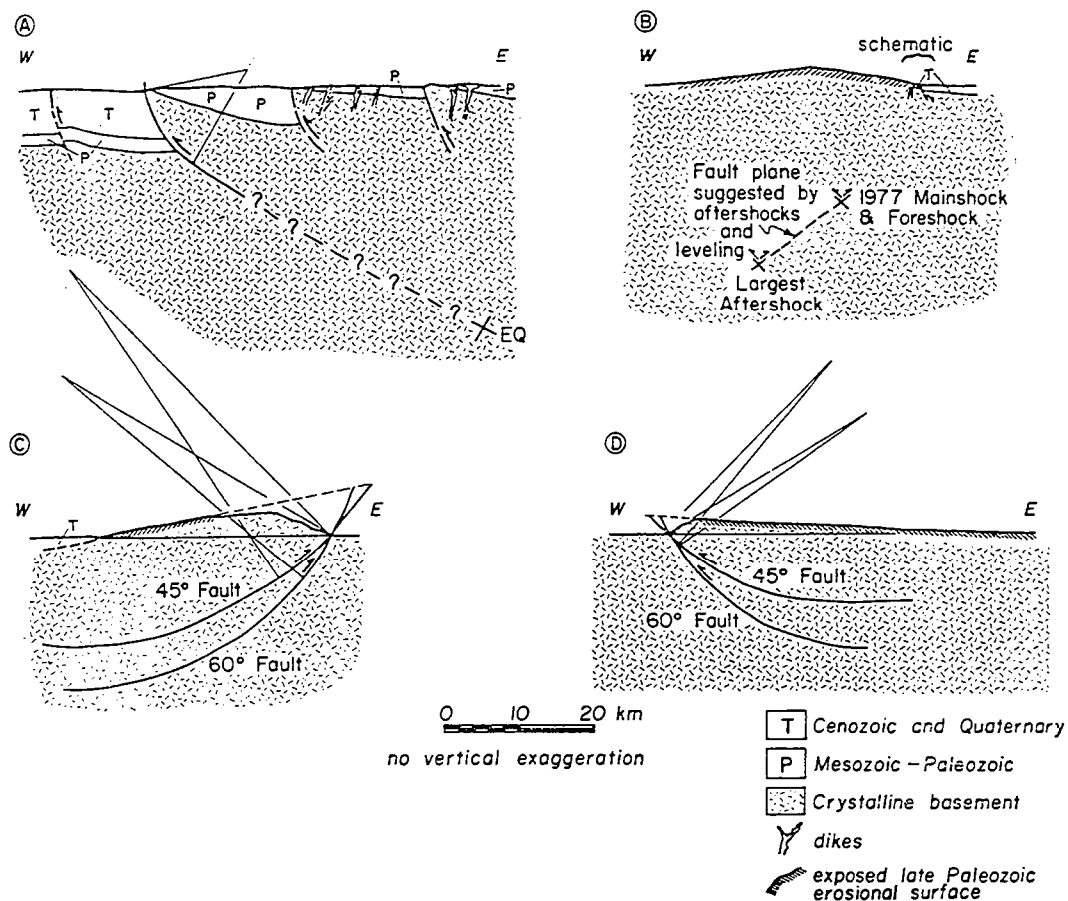


Figure III.14. Coupes structurales schématiques à travers quatre des Sierras Pampeanas (a) Sierra de Valle Fertil, (b) Sierra Pie de Palo, (c) Sierra de Velasco et (d) Sierra de Ancasti (localisation sur la figure III.1 a). La géométrie listrique des chevauchements est suggérée par la résolution de mécanismes aux foyers de séismes (a et b). Le principe de reconstruction des blocs en coupe consiste à basculer la paléosurface en position horizontale par des rotations conservant les surfaces (c et d). Les déplacements se font sur des failles à fort pendage en surface. Selon ce modèle, les failles s'horizontalisent à une profondeur de 15 km ou de 20 km pour des pendages de 45° et 60° respectivement. D'après Jordan & Allmendinger, 1986.

pourrait correspondre à la zone de transition entre croûte supérieure fragile et croûte inférieure ductile. Le manque de données géophysiques en profondeur ne permet pas d'affirmer catégoriquement l'existence d'un tel niveau d'enracinement des structures. Toutefois des traitements de profils sismiques (Fig. III.13) mettent en évidence des réflecteurs puissants dans le socle cristallin entre 15 et 18 kilomètres de profondeur à la limite entre les Sierras Pampeanas et la Précordillère (Allmendinger *et al.*, 1990, Snyder *et al.*, 1990). Jordan & Allmendinger (1986) comparent les géométries de failles associées à la tectonique de socle des Sierras Pampeanas avec les exemples structuraux observés dans l'avant-pays des Rocheuses (États-Unis). Selon ces auteurs, il faut envisager une horizontalisation des structures affectant le socle environ entre 15 et 20 kilomètres (Fig. III.14). De nombreux modèles géométriques décrivent les structures compressives impliquant le socle cristallin (Erslev, 1986; Narr & Suppe, 1994). La même géométrie listrique est proposée. En outre, ces auteurs considèrent que les translations et les rotations des blocs sont accommodées à leurs limites par des zones de fractures et de cisaillements étroites. La déformation interne affectant les blocs est considérée négligeable, ce sont des blocs rigides.

Évaluation du taux de raccourcissement régional NO-SE à 27°S:

La reconstruction de l'état initial de la coupe régionale B-B' (Fig. III.11) consiste à (1) restaurer la surface d'érosion en position horizontale, (2) déplacer les blocs par des translations et des rotations rigides en minimisant les recouvrements et les vides au niveau des failles. La géométrie adoptée pour les failles prévoit leur enracinement sur un accident sub-horizontale à environ 15 km de profondeur. L'avant-pays est considéré fixe. La restauration de cette coupe donne une estimation minimale de 15 kilomètres de raccourcissement NO-SE à travers la zone de transition de Tucumán. Le raccourcissement régional entre la bordure de l'Altiplano-Puna et le chevauchement frontal dans la plaine d'avant-pays représente donc environ 10%.

Restauration de la coupe A-A'

Surface structurale de référence:

Sur la coupe A-A', la surface d'érosion du socle cristallin n'est pas visible (Fig. III.11). Les sédiments néogènes reposent en discordance sur les strates de flysch ordovicien. Dans ce cas, l'interface entre la couverture néogène et les sédiments ordoviciens a été ramenée à l'horizontale.

Géométrie des failles en profondeur :

Les chevauchements émergent en surface avec une inclinaison comprise entre 45 et 60° (Fig. III.11). En profondeur la majorité des chevauchements s'enracine sur un niveau de décollement dans les flyschs ordoviciens. En revanche, deux failles majeures bordant les dépocentres les plus importants sont interprétées comme des failles crustales s'horizontalisant probablement à une profondeur plus importante (10-15 km) comme dans le cas des failles de socle représentées sur la coupe B-B'.

Évaluation du taux de raccourcissement régional E-O à 24°45'S:

La restauration de la coupe A-A' (Fig. III.11) revient à ramener l'interface entre sédiments néogènes et paléozoïques à l'horizontale. Le bord Est de la Coupe a été considéré fixe lors de la reconstruction géométrique. Le raccourcissement Est-Ouest calculé est de 25 kilomètres. Le taux minimal de raccourcissement régional sur la Puna est estimé à environ 15-20%, supérieur à celui déterminé à travers la zone de transition de Tucumán.

III.2.6. Bilan de l'étude des informations de sub-surface

La géométrie des dépôts continentaux bordant la Puna et de l'avant-pays immédiat montre que les niveaux rapportés Miocène (Calchaquense) sont caractérisés par la même signature sismique dans presque tous les bassins: ils apparaissent isopaques. En revanche, les réflecteurs sismiques de la stratification des niveaux superficiels d'âge probablement inférieur à 6 Ma (Araucanense) mettent en évidence des géométries sédimentaires symptomatiques de dépôts syn-tectoniques (Fig. III.8: sections 1, 2, 3 et 4). Un accroissement important de l'activité tectonique est donc enregistré à partir de 6 Ma.

La fracturation du socle le long de grands chevauchements listriques (Fig. III.11) serait responsable de la déformation crustale et gouverne à la fois le degré de développement et la distribution de bassins de type compressif. Le développement de ces bassins et la distribution de leurs dépocentres sont fortement contrôlés par les chevauchements andins majeurs, notamment au bord de la Puna et dans l'avant-pays du Chaco-Paraná. Cette relation entre la quantité de déformation et le développement des bassins est illustrée par l'augmentation conjointe de l'épaisseur des dépôts détritiques, de la quantité de déformation interne des bassins et du raccourcissement régional depuis l'avant-pays et les Sierras Pampeanas jusqu'à la Puna.

III.3. Analyse des populations de failles

III.3.1. Échantillonnage

Nous avons mesuré 1926 plans de failles à la fois dans le socle cristallin et dans la couverture néogène dans le Nord-Ouest argentin (cf. Annexe 4). Ces mesures se répartissent sur 118 localités d'échantillonnage généralement situées le long des chevauchements à la limite entre les bassins et les blocs de socle cristallin (Fig. III.15) et Planche hors-texte n°3). Les mesures comprennent l'orientation de chaque plan de faille (azimut, pendage), la direction et le plongement de la strie qu'il porte et le sens de déplacement déterminé. Afin de récolter un échantillonnage aussi représentatif que possible, toutes les familles d'orientation de plans de même échelle sont mesurées. En outre, les orientations de stries portées par des plans parallèles ont été comparées afin de tester leur compatibilité mécanique et donc chronologique. La marge d'erreur sur la mesure de l'orientation du plan (azimut, pendage) représente $\pm 2^\circ$. L'incertitude sur la mesure de la direction et du plongement des stries est de $\pm 5^\circ$. Dans les cas où la faille porte des recristallisations en fibres, la détermination du sens de déplacement sur les plans de failles est basée sur les critères d'imbrication des recristallisations (voir Petit, 1987, pour une compilation des critères). Pour les cas contraires, lorsque les plans ne portent pas de cristallisations de fibres, les réseaux de fractures de type Riedel associées, et les décalages lithologiques permettent parfois de trancher. Les mesures ont été triées et hiérarchisées en fonction de la confiance accordée à la détermination du sens de cisaillement sur le plan. Certaines mesures dont le sens est douteux ont été écartées. D'autres en revanche, sont plus plausibles et ont été conservées et sont signalées par un point d'interrogation dans la liste présentée en Annexe 4. La détermination du sens de cisaillement pour le reste des mesures est fiable (Fig. III.15).

III.3.2. Méthode d'analyse adoptée

L'objectif de l'analyse des populations de failles est d'estimer la moyenne de la déformation résultant de la tectonique andine néogène. Par conséquent, la plupart des sites de mesures se situent là où la déformation est maximale, c'est-à-dire le long des failles régionales andines, aux limites des bassins néogènes.

La méthode géométrique des dièdres droits (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987) est utilisée pour l'analyse cinématique des populations de failles mesurées. Selon cette méthode, un plan strié et son plan auxiliaire divise l'espace en quatre secteurs, deux domaines en raccourcissement et deux autres en allongement (Fig. III.15a). Le sens de cisaillement et l'orientation de la strie déterminent la position des secteurs dans l'espace. La superposition des dièdres obtenus pour chaque faille, définit

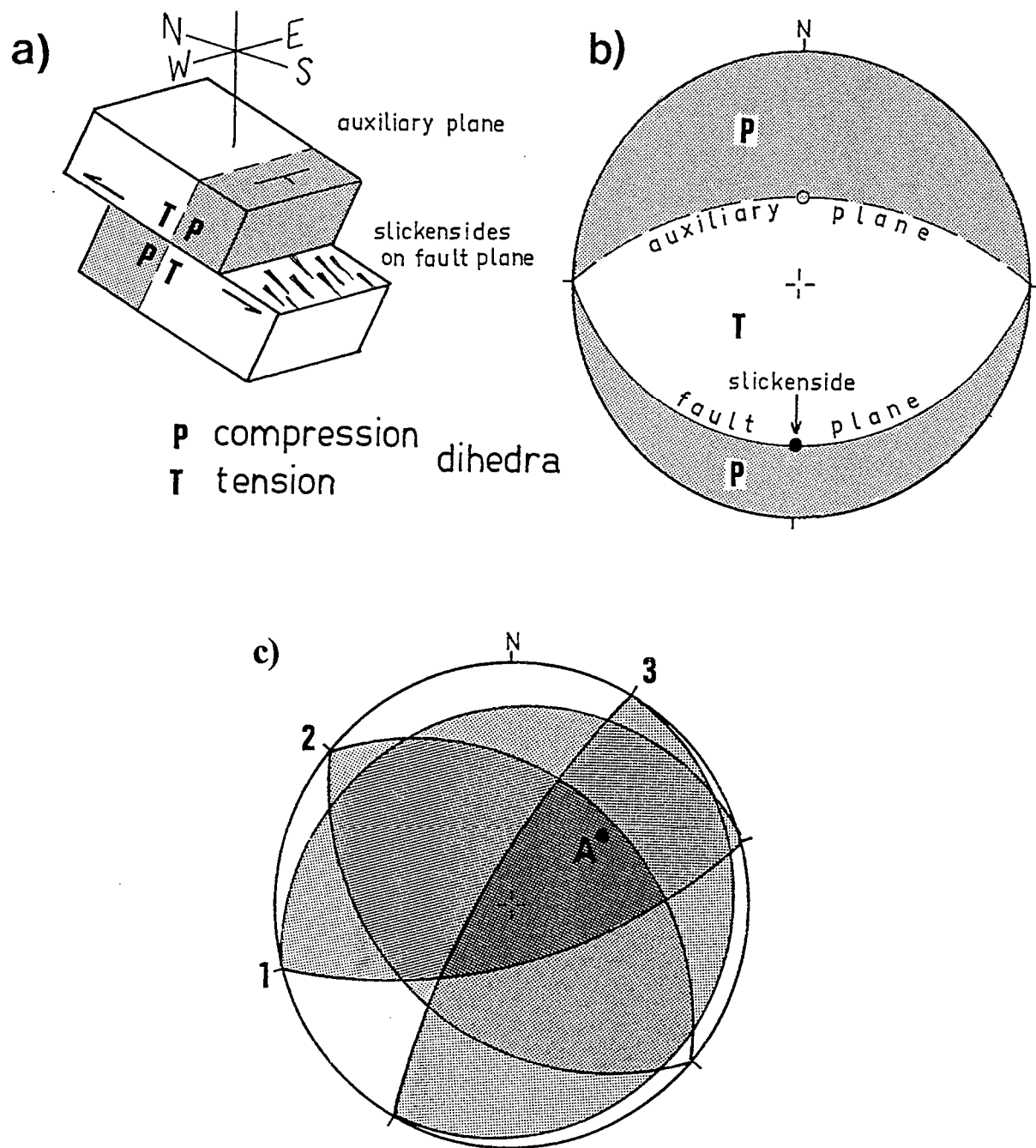


Figure III.15. Le principe de construction des dièdres par la méthode géométrique des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977). a) Un plan strié et son plan auxiliaire définissent deux secteurs en raccourcissement et deux secteurs en allongement. La position relative de ces secteurs est donnée par le sens de cisaillement sur le plan strié. b) Le plan auxiliaire est orthogonal au plan strié et son pôle est la strie. c) La superposition des dièdres permet de déterminer un domaine réduit contenant l'axe de raccourcissement compatible avec la population de faille. D'après Pfiffner & Burkhard, 1987.

des champs de raccourcissement et d'allongement valides pour l'ensemble de la population considérée. Cette superposition équivaut à la somme de cisaillements simples infinitésimaux. L'analyse aboutit à la détermination des domaines contenant les axes principaux de la déformation (Fig. III.15c) compatibles avec l'ensemble des mesures de la population (Pfiffner & Burkhard, 1987). Le calcul des orientations des vecteurs propres revient à sommer les moments déterminés pour chacune des failles d'une population (Marrett & Allmendinger, 1990). Ne disposant pas systématiquement des informations permettant de pondérer les différentes failles d'une population (longueur de la faille, quantité de déplacement, etc...), le même poids est accordé à chacune d'entre elles).

La méthode des dièdres droits ne permet pas le tri des mesures sur des critères chronologiques, géométriques ou mécaniques. Cependant, le paramètre MAX indique le nombre de failles contribuant au résultat et dont les axes principaux sont contenus dans les domaines raccourcis et étirés déterminés pour les N failles de la population (Fig. III.17 et Annexe 4). En toute rigueur, la population de failles est géométriquement cohérente et la qualité du résultat est meilleure, lorsque les valeurs MAX et N sont égales (Carey-Gailhardis & Vergely, 1992). En comparant les matrices calculées pour chaque faille à la matrice déterminée pour les N failles de la population, il a été possible d'identifier la plupart des (N-MAX) failles incompatibles avec le résultat final. Lorsque les axes principaux de raccourcissement et d'allongement déterminés pour une faille ne sont pas contenus respectivement dans les secteurs raccourcis et allongés de la matrice globale, cette faille est déclarée incompatible. 183 des 254 failles incompatibles ont été identifiées. Elles sont signalées par un astérisque dans la liste de mesures (Annexe 4). Les failles incompatibles sont à 49% normales, 25% inverses, 14% dextres et 12% senestres. Ces failles géométriquement incompatibles ont pour la plupart une composante normale et sont probablement associées à des déplacements contrôlés par des phénomènes de glissement gravitaire le long des dénivelés accentués bordant les bassins. Une nouvelle détermination des dièdres droits a été effectuée sur les populations N' auxquelles les failles incompatibles ont été soustraites. De cette manière, pour la plupart des localités, la différence (N'-MAX') est nulle. Ces nouveaux résultats sont donc basés sur des populations de failles géométriquement compatibles entre elles (Carey-Gailhardis & Vergely, 1992).

Afin de tester les résultats, les populations de failles de certaines localités ont été traitées par une méthode inverse de détermination des tenseurs de contraintes (Carey & Brunier, 1974; Carey *et al.*, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier *et al.*, 1982; Armijo *et al.*, 1982; Etchecopar & Mattauer, 1988). Cette méthode est basée sur les hypothèses de Wallace (1951) et Bott (1959) et prédit l'orientation d'une strie théorique sur un plan

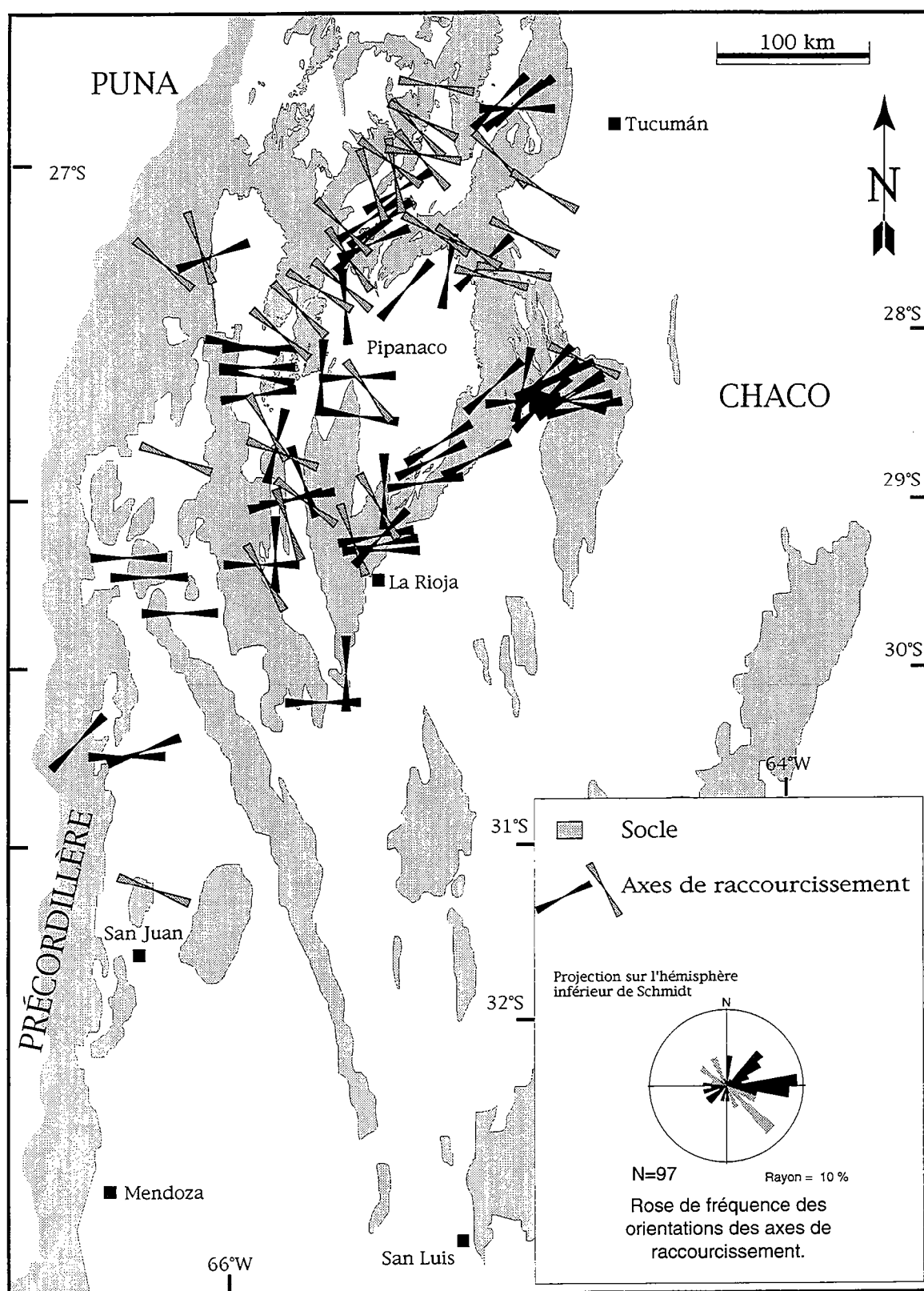


Figure III.16 a. Carte des axes de raccourcissement déterminés sur 97 des 118 sites de mesure à travers les Sierras Pampeanas. La carte montre la forte dispersion des orientations des axes de raccourcissement. Les axes de raccourcissement orientés ENE-OSO à E-O (flèches noires) sont les plus représentés à l'échelle régionale. Les axes de raccourcissement orientés NO-SE (flèches grises) sont dominants dans la zone de transition de Tucumán. Les deux principales familles d'orientations apparaissent sur la rose de fréquence.

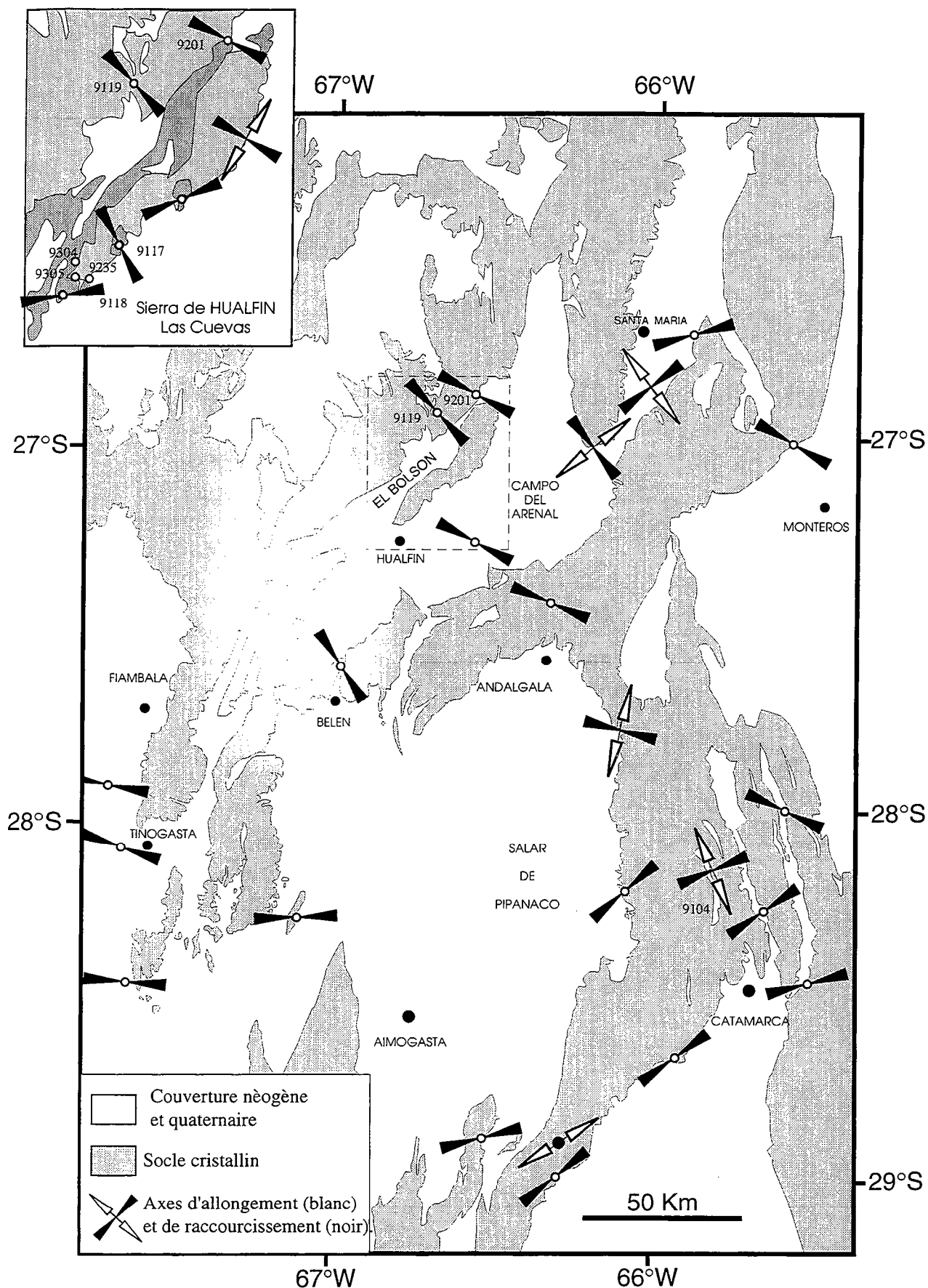


Figure III.16 b. Carte de détail des résultats cinématiques déterminés à la limite méridionale de la Puna et autour de la dépression de Pipanaco. La carte montre les axes de raccourcissement (flèches noires) et les axes d'allongement (sub-horizontaux : flèches blanches, sub-verticaux : cercles). Localement, les orientations varient brutalement le long des failles limitant les Sierras de Hualfín et Las Cuevas ranges (cartouche). Les blocs de socle cristallin sont représentés en gris clair. Les sédiments néogènes sont représentés en gris foncé (cartouche). Les numéros des sites mentionnés dans le texte sont indiqués.

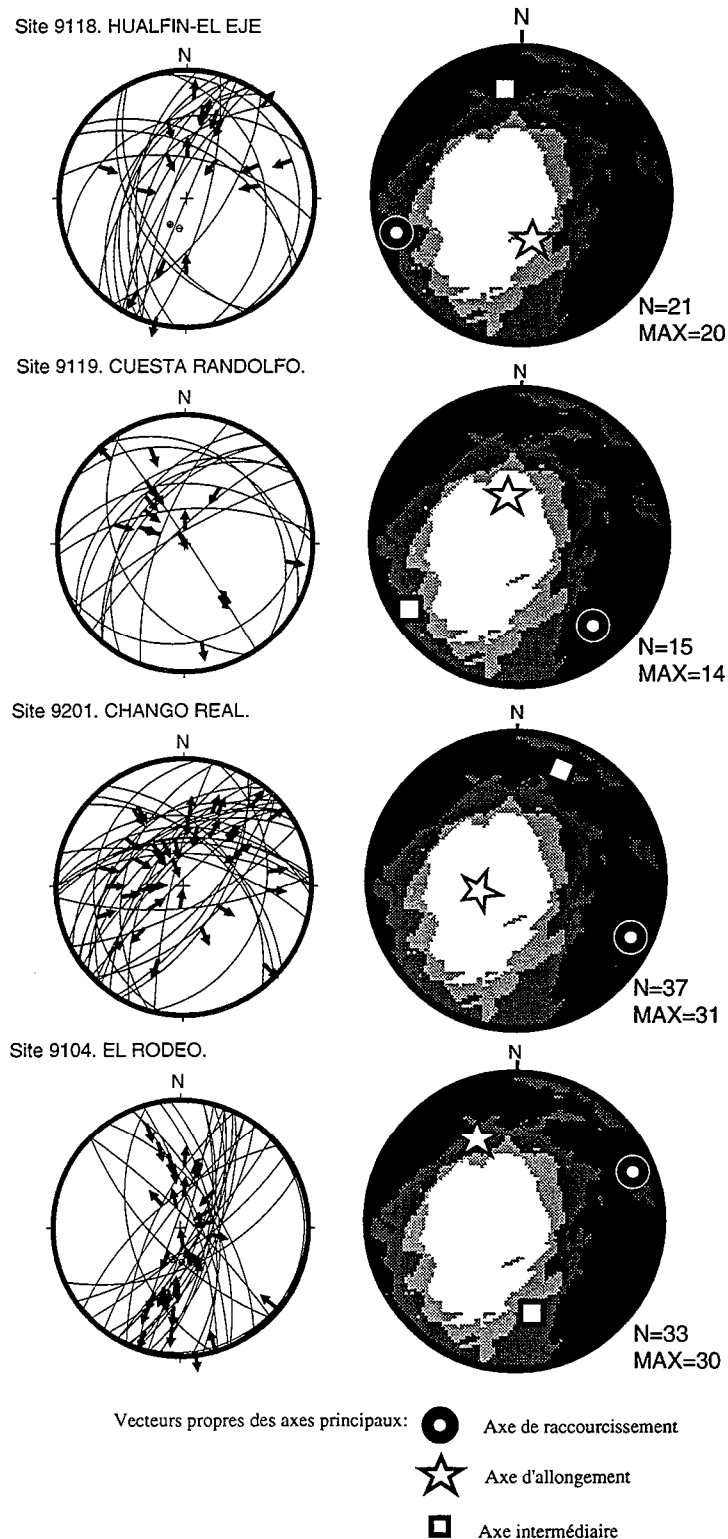


Figure III.17. Résultats cinématiques de quatre localités représentatives (projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur). Pour la localisation des sites voir la figure III.16 b. Les projections de la colonne de gauche représentent les plans de failles (grands cercles) et les stries qu'ils portent (les flèches donnent le sens de cisaillement). Les projections de la colonne de droite sont les résultats graphiques obtenus par la méthode géométrique des dièdres droits (moyennes des diagrammes en raccourcissement et en allongement pour chaque site). Cinq niveaux de gris indiquent, du blanc au noir, les pourcentages croissants de failles contribuant au raccourcissement. Dans les secteurs blancs, 0 à 20% des failles contribuent au raccourcissement, et 80 à 100% d'entre elles contribuent à l'allongement. Dans les secteurs noirs le raccourcissement est produit par 80 à 100% des failles et l'allongement par 0 à 20% des failles de la population. Ces diagrammes représentent des résultats obtenus en traitant l'ensemble de la population de chaque site. Le nombre de failles de la population est N, et le nombre de failles compatibles contribuant à déterminer le résultat est MAX.

donné en fonction du trièdre des contraintes et du rapport de forme de l'ellipsoïde de ces contraintes. Il est donc possible de trier les failles sur des critères géométriques d'écarts angulaires entre la strie théorique calculée et la strie mesurée. Cette étude sur quelques localités n'a pas permis de séparer des sous ensembles de failles associées à des tenseurs différents au sein d'une même population. De plus, le tri des failles sur la base de leurs cohérences mécanique et angulaire n'a pas modifié significativement les résultats obtenus par la méthode des dièdres droits à l'échelle régionale.

III.3.3. Age de la déformation

Un contrôle précis sur l'âge de la fracturation n'est jamais facilement assuré. Les résultats obtenus sur trois sites de mesures dans la couverture néogène (cf. Fig. III.16b et Annexe 4: sites n° 9235, 9304 et 9305) localisés au Sud de la Sierra de Hualfín ont été comparés aux orientations de plissement des séries néogènes. L'axe de la terminaison péri-anticlinale plonge de 10° au N216 (cf. § III.1.2) et elle affecte les sédiments de la Formation El Morterito (environ 10 Ma). Le plissement intervient donc après 10 Ma. Les trois sites de mesures sont localisés d'une part sur l'extrados du pli anticlinal (site n° 9305) et d'autre part sur chacun des flancs de la structure (sites n° 9235 et 9304). Les orientations des axes principaux déduits du traitement de plans striés mesurés sur les trois sites varient en fonction de la position de ces derniers par rapport à l'axe de la terminaison péri-anticlinale. Les deux sites localisés sur les flancs du pli anticlinal (sites n° 9235 et 9304) présentent des axes de raccourcissement sub-horizontaux et une extension sub-verticale (Fig. III.18). L'orientation du raccourcissement déterminée sur le site n° 9304 est proche de celle du plan π (Fig. III.18). Toutefois, les orientations des axes principaux de raccourcissement déduits de l'analyse des populations de failles sur les sites n° 9304 et 9305 sont obliques par rapport à la direction de raccourcissement donné par le pli. Le site situé au niveau de l'axe de pli sur l'extrados de la structure (site n° 9305) est caractérisé par un axe d'extension sub-horizontale et une direction de raccourcissement sub-verticale proche de la direction de l'axe du pli. Ces observations suggèrent que la fracturation au niveau de l'extrados du pli (site n° 9305) est incontestablement associée à un effet du plissement. En revanche, les failles mesurées au niveau des flancs de la structure sont vraisemblablement syn- à post-plissement. Si on généralise cette observation à l'ensemble de la région, il est fortement probable que les axes principaux déterminés à partir des mesures récoltées lors de cette étude caractérisent la déformation accumulée depuis le Miocène supérieur.

En outre, les résultats obtenus à partir de failles mesurées d'une part dans le socle et d'autre part dans la couverture néogène au niveau de localités voisines sont similaires (e.g. Annexe 4, sites n° 9202 et 9203, 9215 et 9216, 9225 et 9226). Ceci indique que les

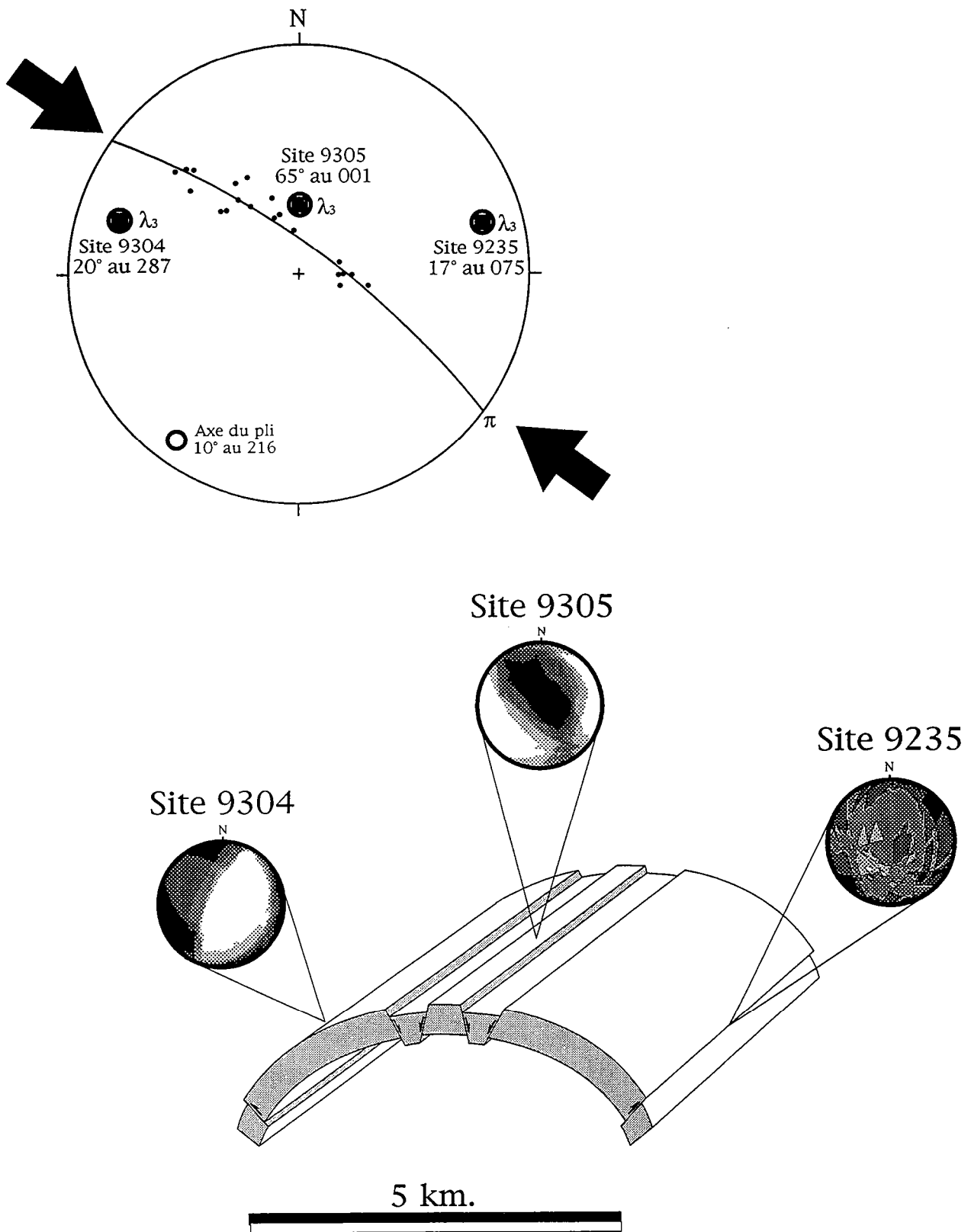


Figure III.18. Résultats cinématiques sur trois sites de mesures disposés sur la terminaison péri-anticlinale de la Sierra de Hualfín. Les sites sont localisés sur la figure III.16 b. Les sites 9304 et 9235 sont sur les flancs de la structure anticlinale et le site 9305 est sur l'extrados du pli. Le stéréogramme représente les caractéristiques géométriques du pli (plan p, axe), l'orientation du raccourcissement associée au pli (flèches noires) et les axes de raccourcissement déterminés sur les trois sites de mesure de failles. Pour la discussion des relations entre plissement et fracturation, voir texte.

mesures échantillonnées dans le socle cristallin peuvent également être utilisées pour discuter la cinématique tertiaire.

L'exemple du site n° 9305 localisé sur l'extrados d'un pli montre également que la fracturation mesurée sur certains sites est parfois contrôlée par des conditions géographiquement très restreintes. Dans chaque cas, il est par conséquent nécessaire de tenir compte de l'environnement structural local avant de pouvoir interpréter les axes principaux déterminés à l'échelle régionale.

III.3.4. Présentation des résultats

Quatre localités représentatives illustrent les différents types de résultats obtenus à travers la région étudiée (Fig. III.17: sites 9104, 9118, 9119 et 9201). Pour chacun de ces sites deux stéréogrammes présentent les données brutes (N plans striés) et les domaines en raccourcissement et en extension déduits de l'analyse de l'ensemble de la population. Les vecteurs propres des axes principaux et les paramètres de l'analyse géométrique (MAX, N) sont mentionnés pour chaque localités. La totalité des mesures et les résultats des 118 localités de mesures sont consignés en Annexe 4 et sur la planche hors texte n°3.

Relation entre les directions de raccourcissement et le réseau de failles

Pour la majorité des localités, les axes principaux de raccourcissement sont sub-horizontaux (Figs. III.16, III.17, Annexe 4 & Planche hors-texte n° 3). En revanche les directions des axes principaux de raccourcissement sont fortement dispersées.

Autour de Tinogasta, à l'Est de la Sierra de Famatina (Figs. III.1 & III.16b), le raccourcissement principal est approximativement est-ouest. Il est sub-perpendiculaire à la limite nord-sud du massif. A l'Est de la dépression de Pipanaco, les chevauchements sont orientés NNO-SSE (secteur de Ambato-Ancasti, Figs. III.1 & III.16), la direction de raccourcissement est orientée SO-NE. Des orientations similaires ont été déterminées dans le bassin de Santa María le long des Cumbres Calchaquíes dont la direction est sub-méridienne (Figs. III.1 & III.16b). Au contraire, le long de la zone de transition de Tucumán la direction de raccourcissement régionale dominante est orientée NO-SE. A travers cette zone c'est-à-dire sur les limites sud et nord du bassin de Campo del Arenal la direction des failles majeures est NE-SO (Fig. III.1 & III.16b).

En définitive, à l'échelle régionale, deux familles principales de directions de raccourcissement ont été mises en évidence par cette analyse de populations de failles

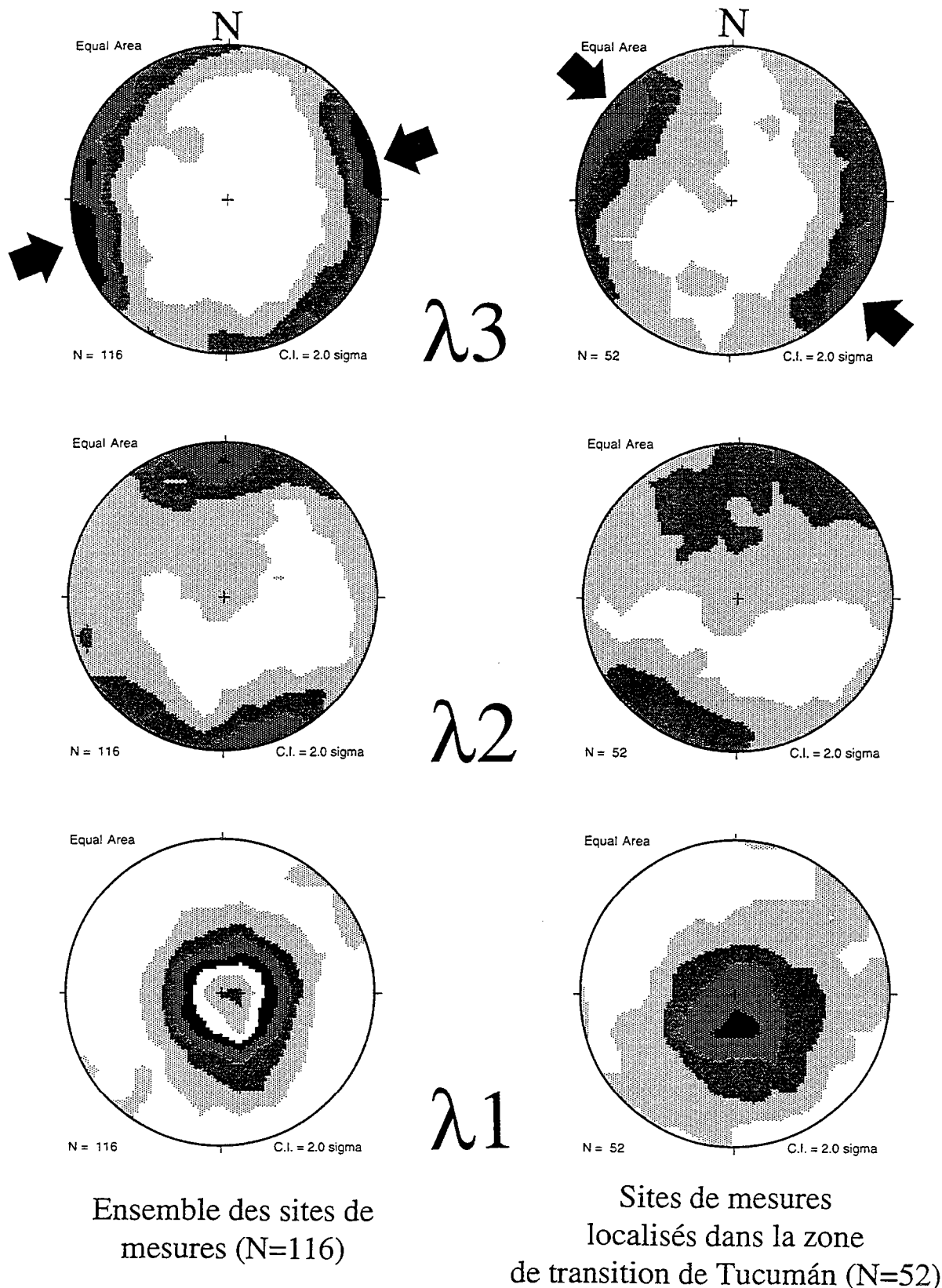


Figure III.19. Diagrammes de densité des orientations des axes principaux de la déformation pour l'ensemble des localités (colonne de gauche) et pour les sites situés dans la zone de transfert de Tucumán (TTZ: colonne de droite). Projections des axes sur l'hémisphère inférieure, diagramme de Schmidt. Le contourage des densité des axes est basé sur la méthode statistique de Kamb, 1959. Les axes de raccourcissement (λ_3) pour l'ensemble des stations (116 axes) ont une orientation moyenne N080 sub-parallèle à la direction du vecteur convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. En revanche, l'orientation moyenne des axes de raccourcissement (λ_3) pour les sites répartis le long de la TTZ (52 axes) est NO-SE. L'axe intermédiaire (λ_2) moyen déterminé pour toutes les stations et pour celles localisées dans la TTZ est globalement sub-méridien. A l'échelle régionale et également au niveau de la TTZ les axes d'allongement (λ_1) sont statistiquement sub-verticaux.

(Planche hors-texte n° 3). Les diagrammes de densité de l'orientation des axes principaux de la déformation calculés pour la totalité des stations (116 axes) et pour les sites localisés dans la zone de transfert de Tucumán (52 axes) permettent de déterminer statistiquement les orientations d'axes les plus fréquentes (Fig. III.19).

A l'échelle régionale les directions de raccourcissement déterminées en chaque site sont relativement dispersées. Cependant, la direction de raccourcissement (λ_3) la plus fréquente est orientée N080. A une échelle plus restreinte, dans la zone de transfert de Tucumán, l'axe de raccourcissement (λ_3) le plus représenté est orienté NO-SE.

Aussi bien régionalement que localement le long de la zone de Tucumán, les axes intermédiaires (λ_2) se regroupent statistiquement autour d'une direction sub-méridienne. Le maximum de densité des axes intermédiaires (λ_2) dans la région de Tucumán est cependant dévié d'une dizaine de degrés dans le sens horaire par rapport au maximum déterminé pour l'ensemble des sites.

Les axes d'allongement (λ_1) sont relativement bien regroupés dans un cône centré sur la verticale (Fig. III.19) et indiquent que l'extension est généralement sub-verticale à la fois pour la majorité des sites et pour ceux répartis le long de la zone de transition de Tucumán.

En définitive, malgré une dispersion assez importante des axes de raccourcissement principal, une corrélation assez nette de leur orientation et de la direction des structures compressives régionales existe (Figs. III.16 a et b & Planche hors-texte n°3). Le long des structures sub-méridiennes, la direction de raccourcissement est orientée N080, alors que dans la zone de transition de Tucumán, le long des chevauchements régionaux NE-SO, la direction moyenne de raccourcissement est NO-SE. Cette corrélation semble également s'appliquer aux structures d'échelle plus locale (e.g. Fig. III.15: cartouche). Dans le secteur des Sierras de Hualfín et de Las Cuevas la direction de raccourcissement est orientée E-O à OSO-ENE aux extrémités sud des blocs de socle où les axes de pli et les chevauchements sont disposés NNE-SSO. La direction de raccourcissement est NO-SE au milieu des blocs. Elle est sub-orthogonale aux chevauchements limitant les sierras à l'Ouest du bassin de Campo del Arenal (Fig. III.15). Autour de la dépression de Pipanaco, la distribution des axes principaux de raccourcissement est radiale. Ces derniers sont dans la majorité des cas orientés sub-orthogonalement aux failles régionales bordant la structure (Fig. III.16 a et b).

États de la déformation

Le plongement de la direction principale d'allongement est assez variable à travers la région (Figs. III.16 a et b, III.17, Annexe 4 & Planche Hors-texte n° 3). Pour certains sites, le champ d'allongement définit un cône centré autour de l'axe principal de

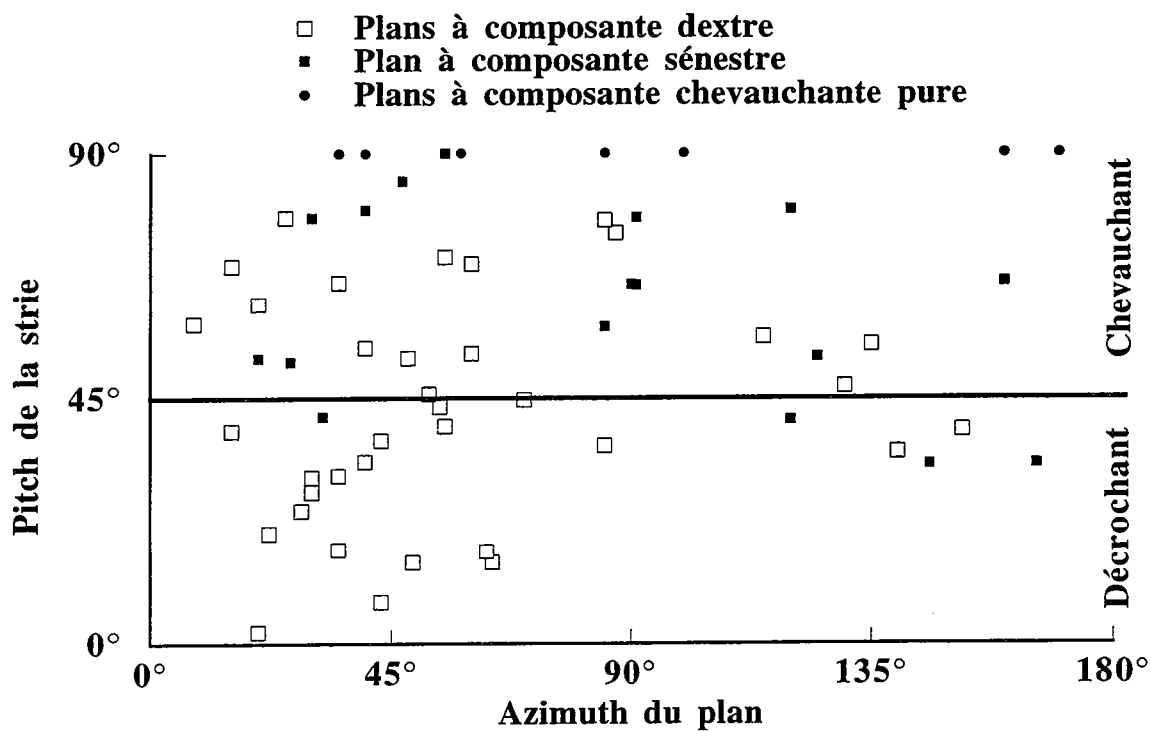


Figure III.20. Diagramme représentant l'angle de pitch (degrés) d'une strie en fonction de l'azimut (degrés) du plan qui la porte, pour les populations de failles mesurées sur les sites 9117, 9118, 9119 et 9201 (localisation sur la figure III.16 b). Les plans de composante purement inverses (pitch=90°) sont représentés par des points noirs. Les carrés blancs et noirs représentent les plans dont la composante est dextre et sénestre respectivement. Commentaires voir texte.

raccourcissement (e.g. site n°9118, Fig. III.17). Pour d'autres localités, le champ d'allongement définit un cône centré autour de l'axe principal d'allongement (e.g. site n°9201, Fig. III.17). Des distributions intermédiaires caractérisées par des champs d'allongement et de raccourcissement définissant des dièdres équivalents existent également (e.g. sites n°9119 et n°9104, Fig. III.17). Ces trois types de distributions correspondent respectivement à des états de déformation d'aplatissement, de constriction et de déformation plane (Pfiffner & Burkhard, 1987; Meyer *et al.*, 1991). De plus sur quelques localités et notamment sur le site n°9104 l'axe principal d'allongement est sub-horizontale et parallèle à la zone de fracture (Figs. III.16 a et b & III.17). Ces résultats suggèrent que la déformation peut localement s'écarter d'une déformation plane, telle qu'on le prévoit par exemple dans une cinématique de type chevauchement en cisaillement simple. Les déplacements sur les failles régionales ne sont pas strictement orthogonaux à la direction de ces dernières.

Composantes décrochantes

Pour quatre localités (Fig. III.16b: sites n° 9117, 9118, 9119 et 9201) situées sur le bord de la Puna, dans la zone de transfert de Tucumán, les composantes décrochantes des plans striés chevauchants ont été analysées. Après élimination des failles de composante normale des populations de ces quatre sites, un diagramme représentant le pitch des stries en fonction de l'orientation des plans qui les portent a été construit pour 62 plans striés (Fig. III.20). Ce diagramme met en évidence les directions selon lesquelles s'expriment les composantes décrochantes dominantes (pitch<45°). En premier lieu, les plans de composante dextre sont majoritaires (e.g. carrés blancs, Fig. III.20). De plus les failles caractérisées par une forte composante décrochante dextre (pitch<45°) sont essentiellement orientées SO-NE parallèlement aux structures régionales (Figs. III.15 & III.20). Les plans de composante sénestre sont pour la plupart à dominante chevauchante et ont des orientations plus dispersées (e.g. carrés noirs, Fig. III.20). Des plans d'orientation identique peuvent porter des stries de pitch variable. Ceci suggère qu'il existe un partitionnement entre le décrochement dextre et le chevauchement pur sur les failles régionales à la bordure méridionale de la Puna. Des observations similaires aboutissant aux mêmes conclusions ont été faites sur d'autres sites répartis dans la zone de transfert de Tucumán (cf. Annexe 1.1, Fig. 9). Les déplacements le long des failles majeures orientées NE-SO dans cette zone de transition sont donc fort probablement caractérisés par une composante décrochante dextre.

III.3.5. Bilan

Les résultats ci-dessus s'appuient sur un échantillonnage statistiquement représentatif de 1926 plans striés. 70% des failles géométriquement incompatibles ont été identifiés et éliminés des populations avant le traitement.

La fracturation est précédée par un phénomène précoce de plissement des séries néogènes. Les fractures semblent être syn- à post-plissement c'est-à-dire au plus d'âge miocène supérieur (10 Ma). L'emploi de ces plans est donc justifié pour discuter la cinématique néogène de la région étudiée.

Les axes de raccourcissement déterminés sont en majorité sub-horizontaux mais présentent des orientations fortement dispersées. La direction de l'allongement principal est généralement sub-verticale. Cette distribution générale des axes principaux semble indiquer que les structures régionales sont constrictives. Deux familles d'axes principaux de raccourcissement peuvent cependant être mises en évidence, l'une orientée OSO-ENE est régionale et sub-parallèle à la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, l'autre NO-SE est localisée le long de la zone de transfert de Tucumán. Des états de déformation à la fois constrictifs, aplatis et de déformation plane sont observés à travers la zone étudiée. De plus une composante décrochante dextre caractérise les déplacements le long des failles régionales SO-NE et N-S. La zone de transition de Tucumán est apparemment caractérisée par une déformation transpressive et dextre. Une composante dextre caractérise les déplacements sur les failles sub-méridiennes parallèles à la chaîne andine dans ce segment des Andes centrales.

III.4. Restauration numérique en plan

La restauration consiste à reconstruire l'état initial d'un objet géologique à partir de son état actuel déformé. La comparaison entre la reconstruction de l'état initial et l'état final déformé permet d'analyser le champ de déformation finie accumulée et le champ de déplacements associé. Les méthodes classiques de restauration en domaine compressif se bornent à équilibrer des coupes (cf. § III.2.5). Ces méthodes se basent sur l'hypothèse de conservation de la surface (en 2D) et ne tiennent aucun compte d'éventuels transferts latéraux de matière perpendiculairement à la coupe. Par conséquent, les estimations de raccourcissement obtenus dans des régions où l'état de la déformation diffère de la déformation plane peuvent être complétés et améliorés. La déformation des objets géologiques est rarement plane. La méthode de restauration en plan permet de s'affranchir de cette restriction. Une méthode automatique de restauration en carte de la déformation discontinue a été adaptée pour les domaines en extension (Rouby *et al.*, 1993) et pour les domaines en compression (Bourgeois, 1994).

III.4.1. Principe de la méthode de restauration en plan

III.4.1.1. Découpage de la région en blocs structuraux

La méthode reconstruit l'état initial d'un plan horizontal de référence à partir de sa géométrie déformée. Dans le cas de la zone étudiée la surface structurale de référence que l'on se propose de restaurer est la paléosurface d'érosion (Chapitre II, § 3.1) dont l'état initial est supposé plan et horizontal.

La première étape du traitement consiste à découper de façon judicieuse la région considérée en une mosaïque de blocs (Fig. III.21). Le découpage en blocs doit prendre en considération les réalités structurales du terrain mais aussi les contingences informatiques. Il faut en effet calquer le plus fidèlement possible le réseau de failles régionales, mais ne pas définir de blocs de géométrie trop complexe. Le cas des Sierras Pampeanas est relativement simple, la région étudiée étant morcelée en de nombreux blocs de socle cristallin pluri-kilométriques limités par des failles inverses à fort pendage (45° au moins).

En second lieu, il faut évaluer les rejets sur les failles. La carte de rejets est établie en se basant sur la géométrie de la surface de référence de part et d'autre de chaque faille dont on a fixé arbitrairement le pendage à 45°. Lorsque cela est nécessaire, le niveau à restaurer est basculé à partir de sa géométrie actuelle afin de le ramener à un ensemble de plans horizontaux se recouvrant localement au niveau des failles (Fig. III.22). Les recouvrements correspondent à la projection sur le plan horizontal des rejets sur les failles limitant les blocs. Les recouvrements reportés aux limites des blocs représentent donc la quantité de chevauchement estimée au niveau des failles, à laquelle s'ajoute le raccourcissement accommodé par le basculement et les plissements locaux de la paléosurface.

La carte à restaurer est composée de 128 blocs considérés rigides, c'est-à-dire dont la déformation interne est négligeable par rapport aux déplacements sur les failles. Ces blocs sont généralement séparés par des failles observées, et localement par des limites artificielles imposées par la taille trop importante de certains blocs. Cette opération de découpage en blocs comprend une large part d'interprétation structurale.

III.4.1.2. Restauration de la mosaïque des 128 blocs rigides

La position relative de chaque bloc de la mosaïque est numérisée. Le programme développé par Bourgeois (1994) réalise un ajustement des blocs par rapport à un bloc

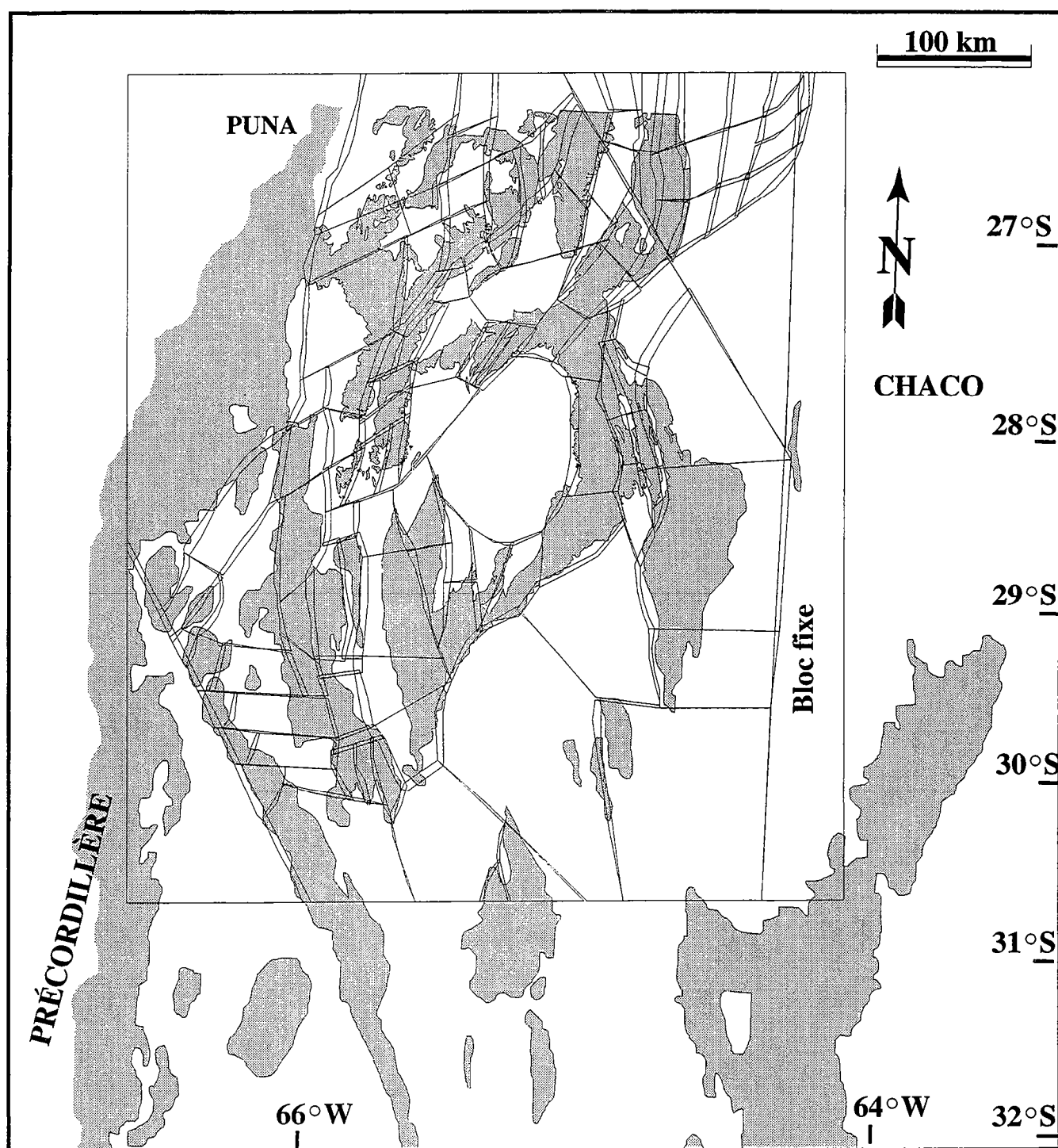


Figure III.21. Localisation de la mosaïque de blocs rigides par rapport aux affleurements de socle cristallin des Sierras Pampeanas (grisé). Le découpage des blocs rigides tente de calquer le plus fidèlement les structures régionales. Les recouvrements entre les limites de blocs rigides correspondent aux rejets estimés sur les chevauchements régionaux aux limites des bassins. Le bloc le plus oriental, dans le bassin d'avant-pays, est considéré fixe.

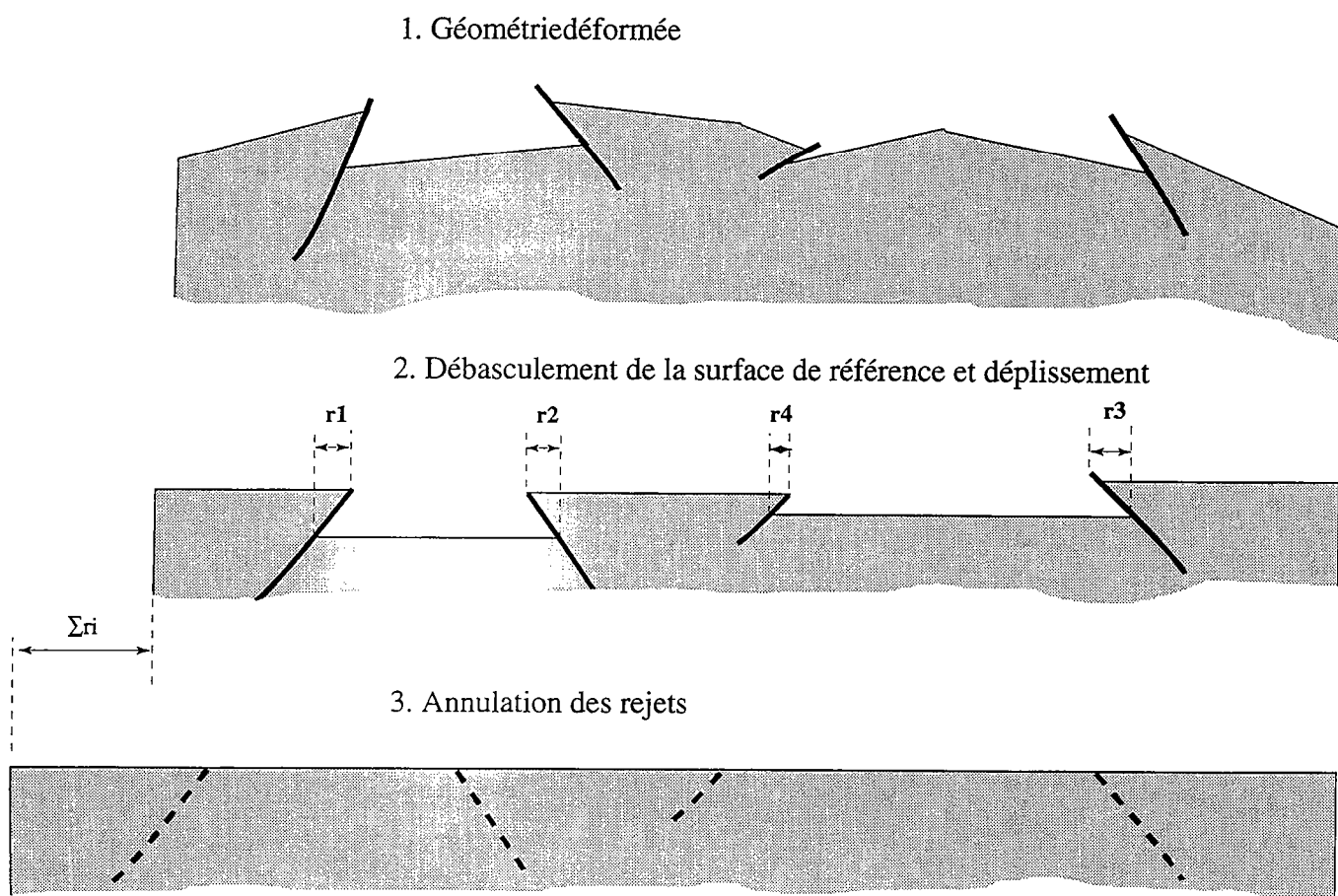


Figure III.22. Coupe schématique illustrant les étapes successives permettant l'évaluation des recouvrements entre blocs rigides. À partir de la géométrie déformée (1), la paléosurface érosive exhumée sur le toit des blocs ou identifiée par les informations sismiques à la base des bassins est déplissée et basculée en position horizontale. Les rejets le long des failles sont mesurés sur cette reconstruction (2). L'annulation de la somme des rejets conduit à l'état restauré (3). La restauration numérique de la mosaïque de blocs consiste à minimiser la somme de ces recouvrements dans le plan de la carte.

fixe. Il est par conséquent indispensable de définir les conditions de déplacement aux limites. Dans le cas présent, le bloc le plus oriental représentant l'avant-pays andin (Fig. III.21) du Chaco-Pampa à l'Est du chevauchement frontal, a été considéré fixe.

L'ajustement de chaque bloc est lié au comportement de ses voisins immédiats. Les blocs sont numérotés par ordre croissant à partir du bloc fixe auquel est attribué le numéro 1. La restauration se déroule dans l'ordre fixé par la numérotation des blocs par rapport au bloc fixe.

La restauration est basée sur des procédures itératives qui ajustent les blocs par une série de translations et de rotations rigides autour de leurs barycentres. Les déplacements des blocs interviennent jusqu'à minimisation des vides et recouvrements entre eux. Chaque limite de bloc est divisée en segments élémentaires. Chacun de ces segments a un segment voisin sur la limite du bloc contigu. Les translations et les rotations rigides des blocs visent à minimiser la somme des distances entre segments élémentaires voisins au carré (Rouby *et al.*, 1993; Bourgeois, 1994).

A ce stade de la procédure, un état initial restauré géométriquement cohérent a été obtenu à partir de l'état déformé (Fig. III.23). L'étape suivante consiste à analyser la déformation et les déplacements finis associés au passage de l'un à l'autre.

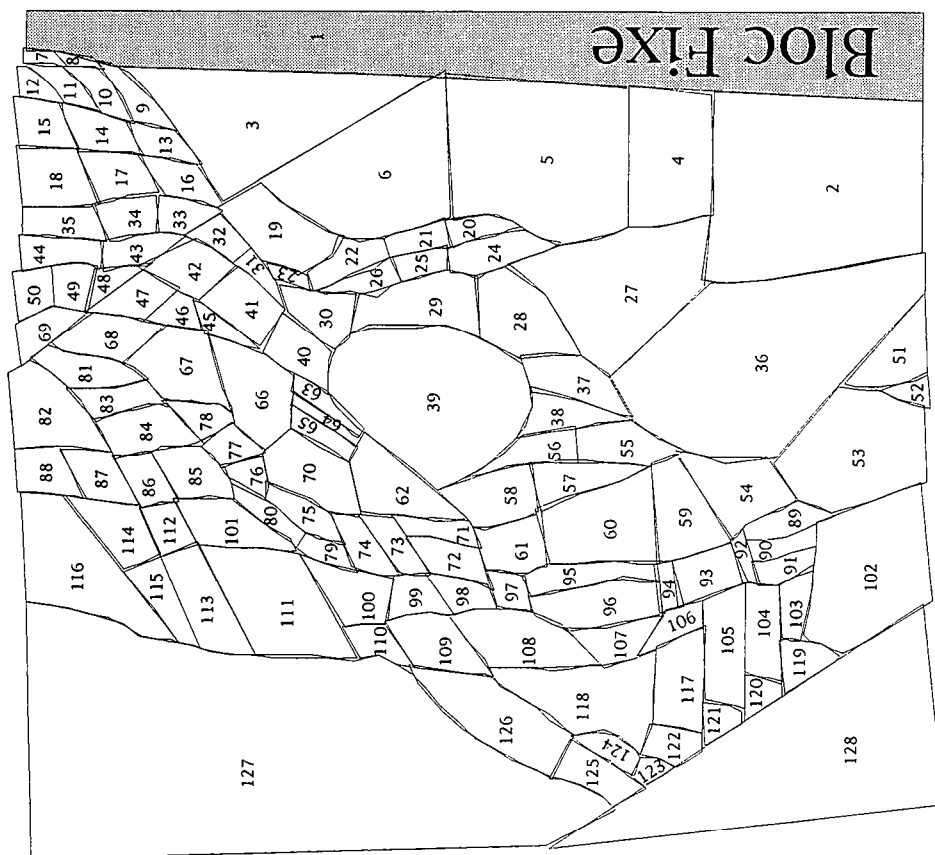
III.4.2. Champ de déplacements relatifs et déformation finie.

L'analyse du champ de déplacement et de la déformation finie se limite à la comparaison entre les états restauré et déformé. Aucune information sur les étapes successives n'est disponible. L'analyse du champ de déplacement revient à comparer les positions de chacun des blocs rigides de la mosaïque entre l'état initial et l'état final.

III.4.2.1. Vecteurs de déplacements relatifs

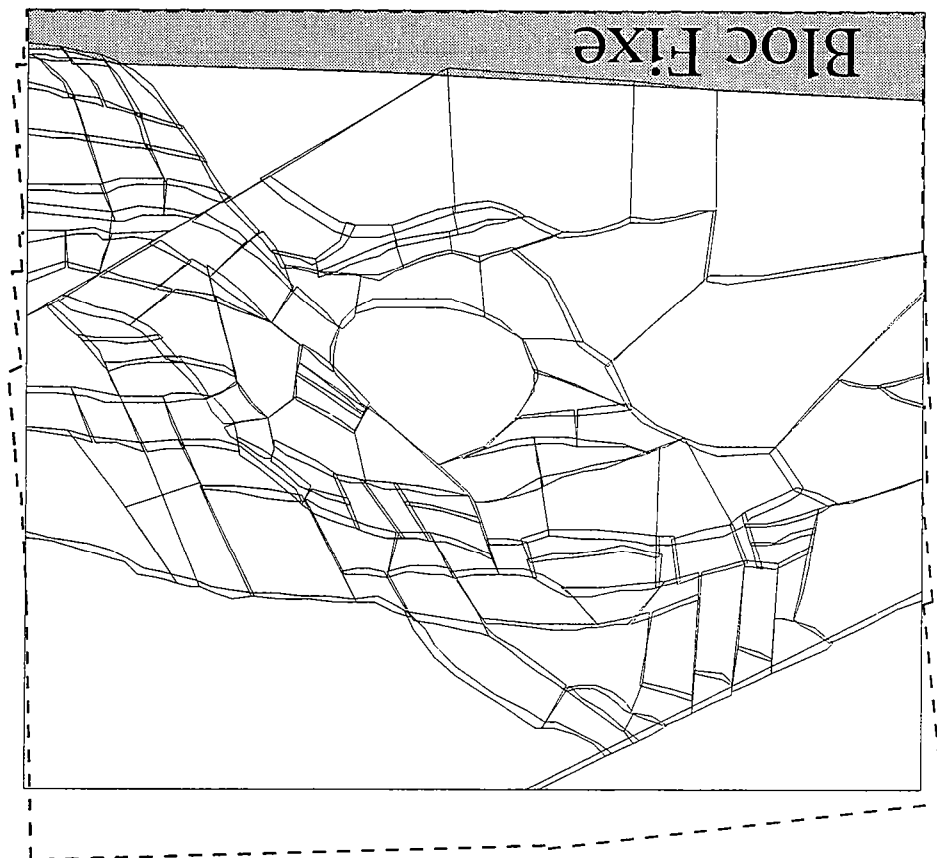
Les vecteurs représentant les déplacements finis des nœuds d'une grille cartésienne attachée à la mosaïque de blocs dans son état initial sont représentés sur la figure III.24a. Les déplacements cumulés par rapport au bloc fixe sont les plus forts à l'Ouest de la région restaurée, à l'opposé de la bordure stable. Il faut cependant noter le gradient de déplacement croissant depuis le Sud vers le quart nord-ouest de la mosaïque de blocs. Cette distribution des vecteurs suggère que le déplacement absolu des blocs vers l'Est est le plus important au niveau du secteur représentant la Puna, au Nord de la zone de transition de Tucumán. Les blocs disposés le long de la bordure du plateau ont été en moyenne translatés par rapport à leur position initiale d'une vingtaine de kilomètres vers

a) ÉTAT INITIAL RESTAURÉ



b)

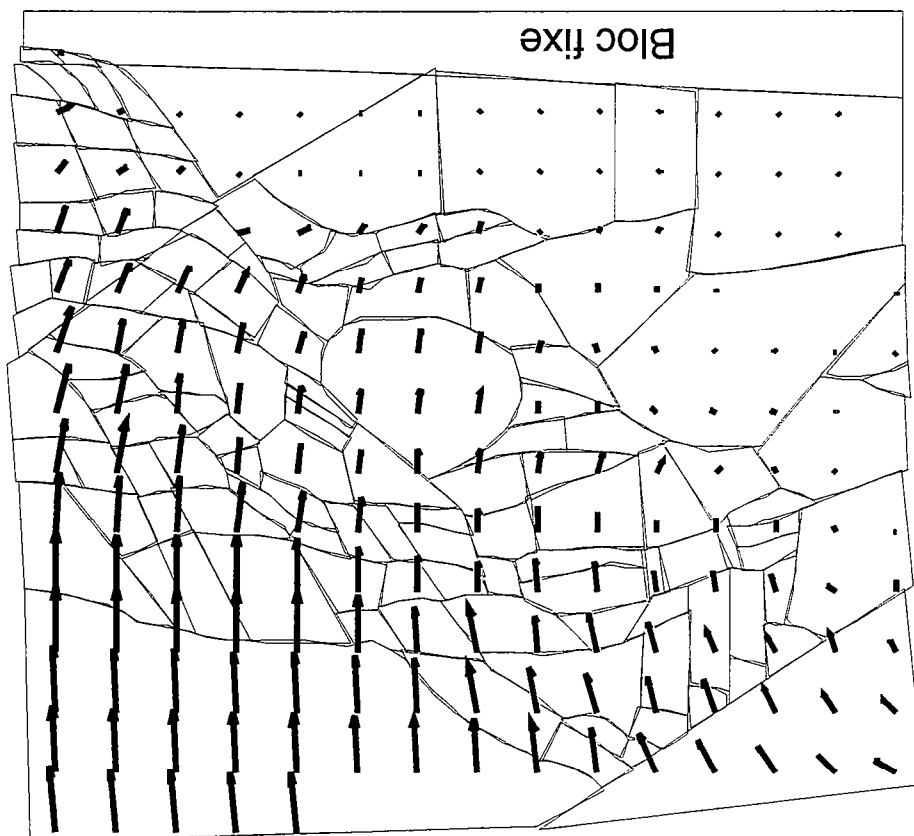
ÉTAT DÉFORMÉ



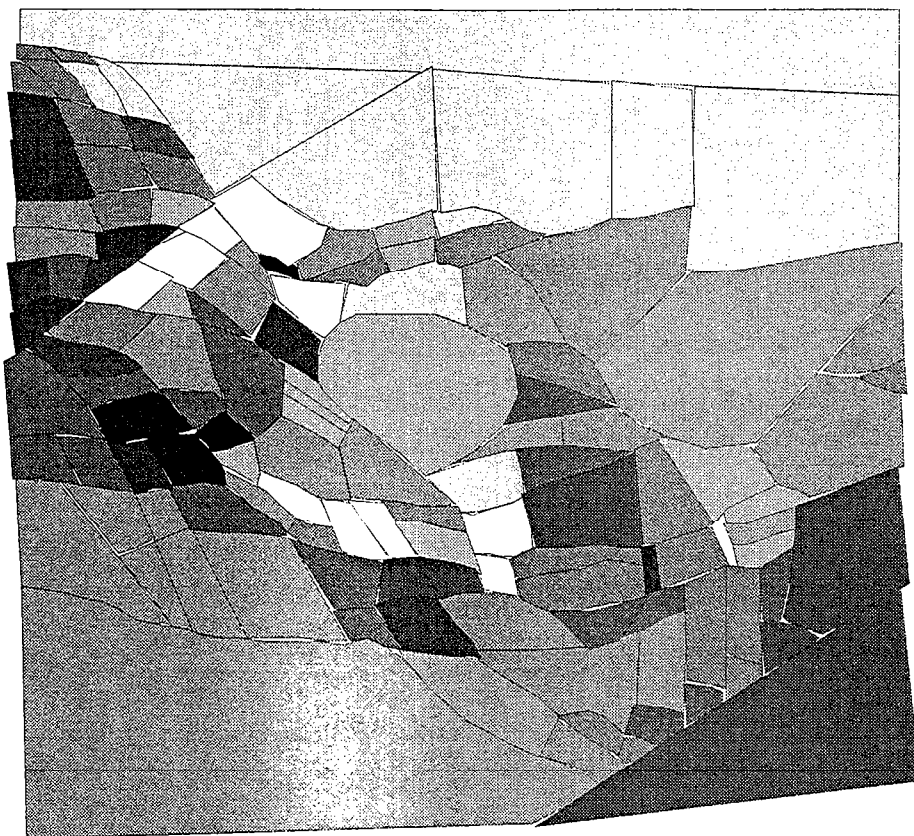
100 km

Figure III.23. Géométrie de l'état initial restauré (a) obtenu par la restauration numérique de l'état déformé. Les 128 blocs rigides composant la mosaïque sont numérotés sur l'état restauré (a). Le bloc le plus oriental (grisé), dans le bassin d'avant-pays demeure fixe pendant la restauration. Pour permettre la comparaison, la ligne pointillée matérialise le contour de l'état restauré sur la mosaïque de bloc initial (b). Les vides et les recouvrements sur la reconstruction (a) sont négligeables par rapport à la taille des blocs.

a) Champ de déplacements



b) Rotations rigides des blocs



100 km

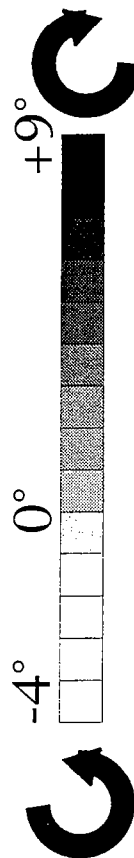
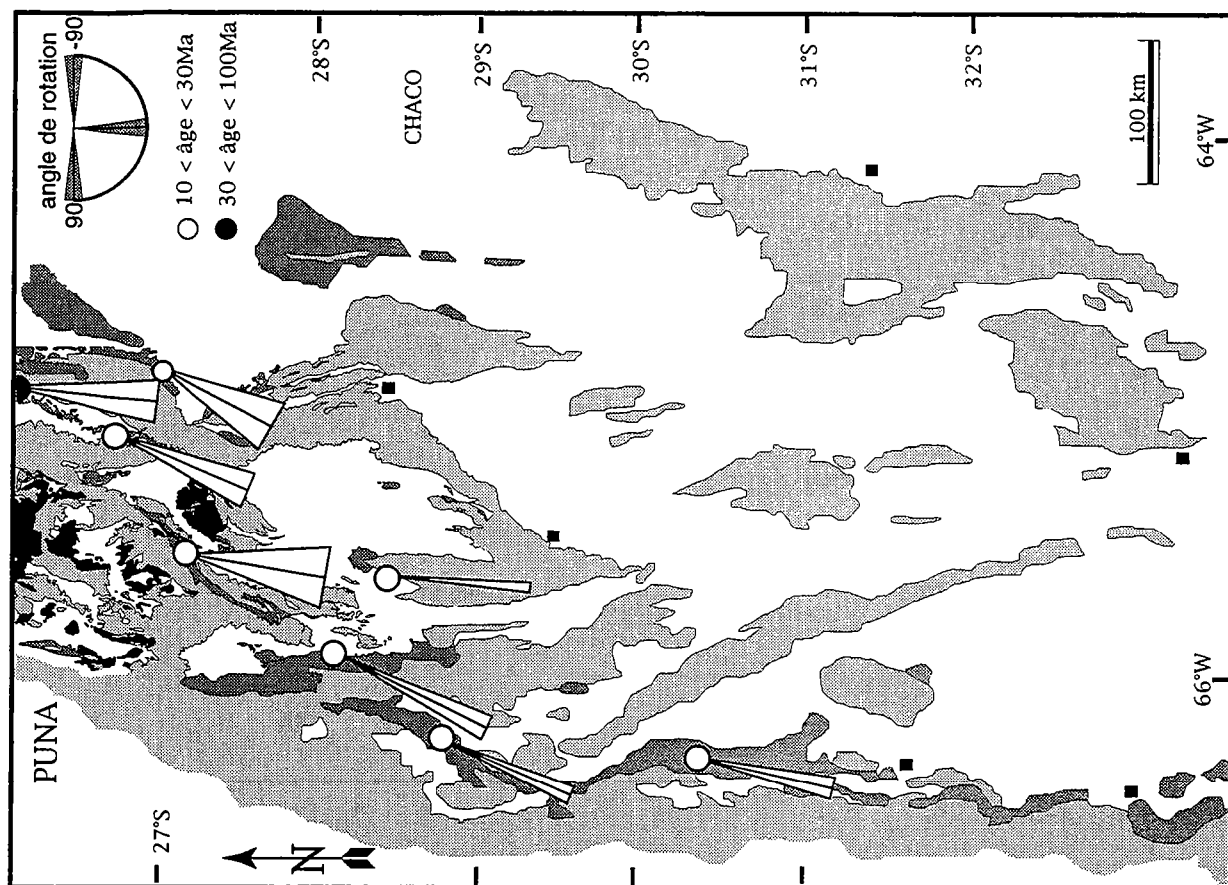
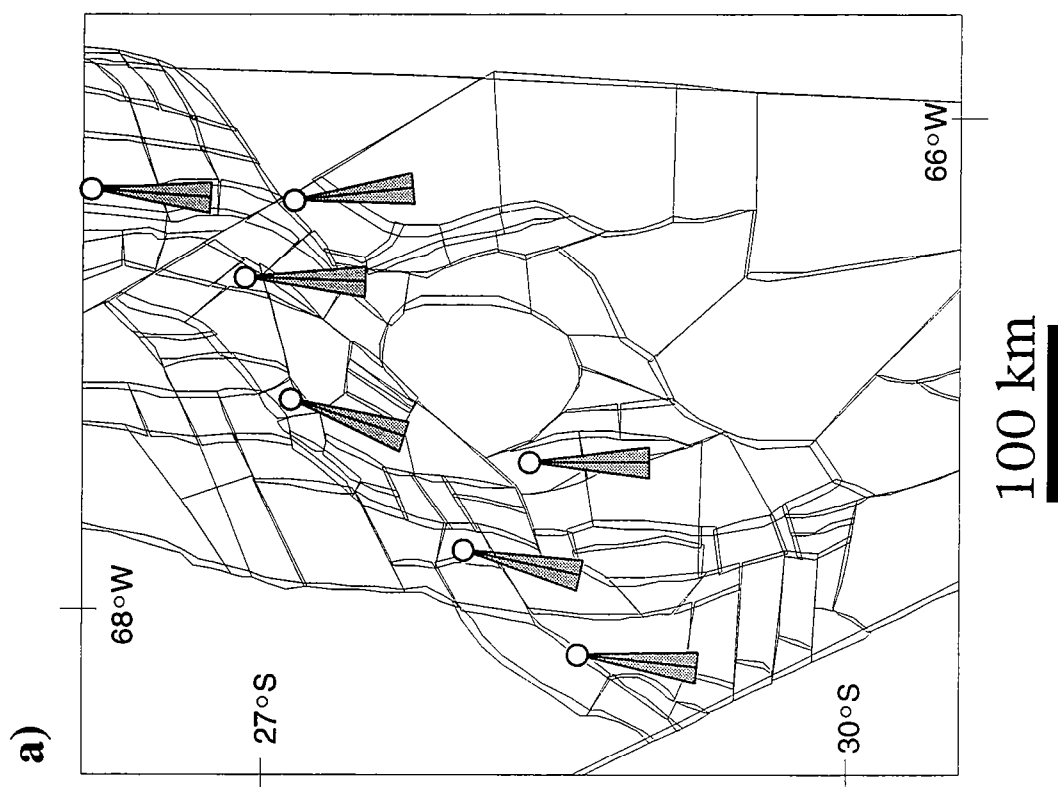


Figure III.24. Champ de déplacements relatifs par rapport au bloc fixe. a) Vecteurs déplacements relatifs cumulés des points d'une grille cartésiennes. Ces vecteurs représentent les déplacements des nœuds de la grille par rapport au bloc fixe entre l'état déformé et l'état restauré. b) Rotations rigides des blocs autour d'axes verticaux passant par leurs barycentres. Les niveaux de gris correspondent à l'angle de rotation. Commentaire voir texte.



b)



a)

Figure III.25. Comparaison (a) des rotations rigides associées à la restauration numérique au niveau des blocs sur lesquels (b) les rotations paléomagnétiques ont été déterminées (Aubry et al., 1995). Les rotations rigides obtenues par la restauration sont plus faibles que celles déterminées par l'étude paléomagnétique, mais globalement de même tendance horaire. Les angles de rotation obtenus par la restauration (a) ont été amplifiés d'un facteur 2 pour la comparaison. Légende des unités géologiques voir la figure III.1 a.

le Nord-Est selon une direction N040. Ce champ de déplacements finis et la géométrie des blocs sont compatibles avec une composante décrochante dextre le long de la zone de transition de Tucumán.

II.4.2.2. Rotations rigides de blocs

Les rotations rigides autour d'axes verticaux passant par le barycentre des blocs sont en majorité horaires (Fig. III.24 b). Les angles de rotation sont mineurs à l'Est et atteignent leur maximum (9°) au niveau des blocs disposés en échelon le long de la bordure de la Puna. Les rotations rigides horaires sont en accord avec une composante décrochante dextre le long de la bordure sud-est de la Puna. Cependant une dizaine de blocs sur les 128 a subi une rotation de sens anti-horaire de l'ordre de 0 à 4° . Ces blocs sont localisés à proximité d'un accident conjugué sénestre dans le quart nord-est de la mosaïque (Figs. III.24b & 25a).

Les rotations de blocs indiquées par le résultat de la restauration sont confirmées par les résultats d'une étude paléomagnétique (Fig. III.25b). Lors d'une campagne de terrain, 425 échantillons ont été prélevés sur 25 sites le long de la limite méridionale de la Puna dans le but de confirmer les rotations de blocs dans la zone de transition de Tucumán. La zone d'échantillonnage s'étend en latitude depuis le Nord de Cafayate ($\sim 26^\circ\text{S}$) dans les Sierras Pampeanas septentrionales, jusqu'à la région de San Juan ($\sim 31^\circ\text{S}$), à la frontière entre la Précordillère et l'extrême Ouest des Sierras Pampeanas (Fig. III.25b). Les sites ont été forés dans des séries du Crétacé moyen à supérieur (4 sites), dans des grès rouges d'âge tertiaire moyen (8 sites) et dans des volcanites, des grès fins et des argiles d'âge miocène moyen à pliocène (13 sites). Le traitement des échantillons a été assuré par le laboratoire de paléomagnétisme de Géosciences Rennes (Annexe 1.2: Aubry *et al.*, 1996). Les directions paléomagnétiques moyennes obtenues pour 23 sites ont enregistré des rotations horaires pouvant atteindre 29° . L'inclinaison moyenne par rapport à la courbe de référence pour l'Amérique du Sud stable plonge de 12° . Dans les bassins sub-méridiens, les rotations sont modérées (Fig. III.25b). En revanche, dans les bassins alignés N040 dans la zone de transition de Tucumán les rotations horaires atteignent une vingtaine de degrés. Les rotations prédites par la restauration sont en deçà des rotations paléomagnétiques. Elles sont approximativement deux fois plus faibles que les rotations paléomagnétiques déterminées (Fig. III.25a). Cette sous-estimation des rotations rigides suggère que les composantes décrochantes des déplacements aux limites des blocs sont également minorées par la méthode de restauration.

En résumé, le champ de déplacement théorique obtenu par la restauration de la carte des recouvrements est compatible avec (1) une composante décrochante dextre

distribuée le long des limites de blocs dans la zone de Tucumán et (2) une composante sénestre localisée sur deux failles conjuguées sub-orthogonales à l'alignement des blocs composant la zone de transition. Une estimation de déplacements horizontaux dextres théoriques de 20 km à la limite des blocs dans la zone de transition de Tucumán peut être proposée. Les rotations horaires associées sont maximales dans la zone de transition et de sens comparable avec celui des rotations naturelles mesurées indépendamment sur le terrain par le paléomagnétisme.

III.4.2.3. Champ de déformation finie

Le champ de déformation caractérisant l'état déformé par rapport à l'état initial est analysé grâce aux distorsions enregistrées par une grille cartésienne régulière attachée à l'état initial restauré (Fig. III.26). Les calculs de la déformation en éléments finis sont faits sur une grille régulière de mailles triangulaires et les résultats graphiques sont ensuite visualisés sur une grille de mailles quadrilatères. Dans chacune des mailles triangulaires élémentaires, l'ellipse de déformation finie (2D) est calculée en considérant que la déformation est homogène. Les axes principaux de la déformation finie pour la maille quadrilatère correspondent à une moyenne sur deux mailles élémentaires triangulaires (Rouby, 1994).

1. Axes principaux de la déformation finie

Les axes principaux calculés pour chaque maille élémentaire de la grille cartésiennes (Fig. III.26 a) sont les directions d'allongement et de raccourcissement dans le plan horizontal. Dans la mesure où les axes de raccourcissement déterminés par l'analyse des populations de failles sont généralement sub-horizontaux (§ III.3.4), ils ont été localement comparés pour 72 localités aux axes de raccourcissement déduits de la restauration numérique. Dans un cas comme dans l'autre, les orientations des axes de raccourcissement sont fortement dispersées à l'échelle de la région considérée (Figs. III.16 & III.26 b). Une très bonne corrélation existe entre les directions des axes déterminés à partir des populations de failles et ceux issus de la restauration numérique (Fig. III.27). Dans les deux cas, deux familles d'orientation d'axes de raccourcissement apparaissent. L'une des orientations est régionale et orientée approximativement E-O et l'autre a une direction NO-SE et est restreinte géographiquement à la limite méridionale du haut-plateau.

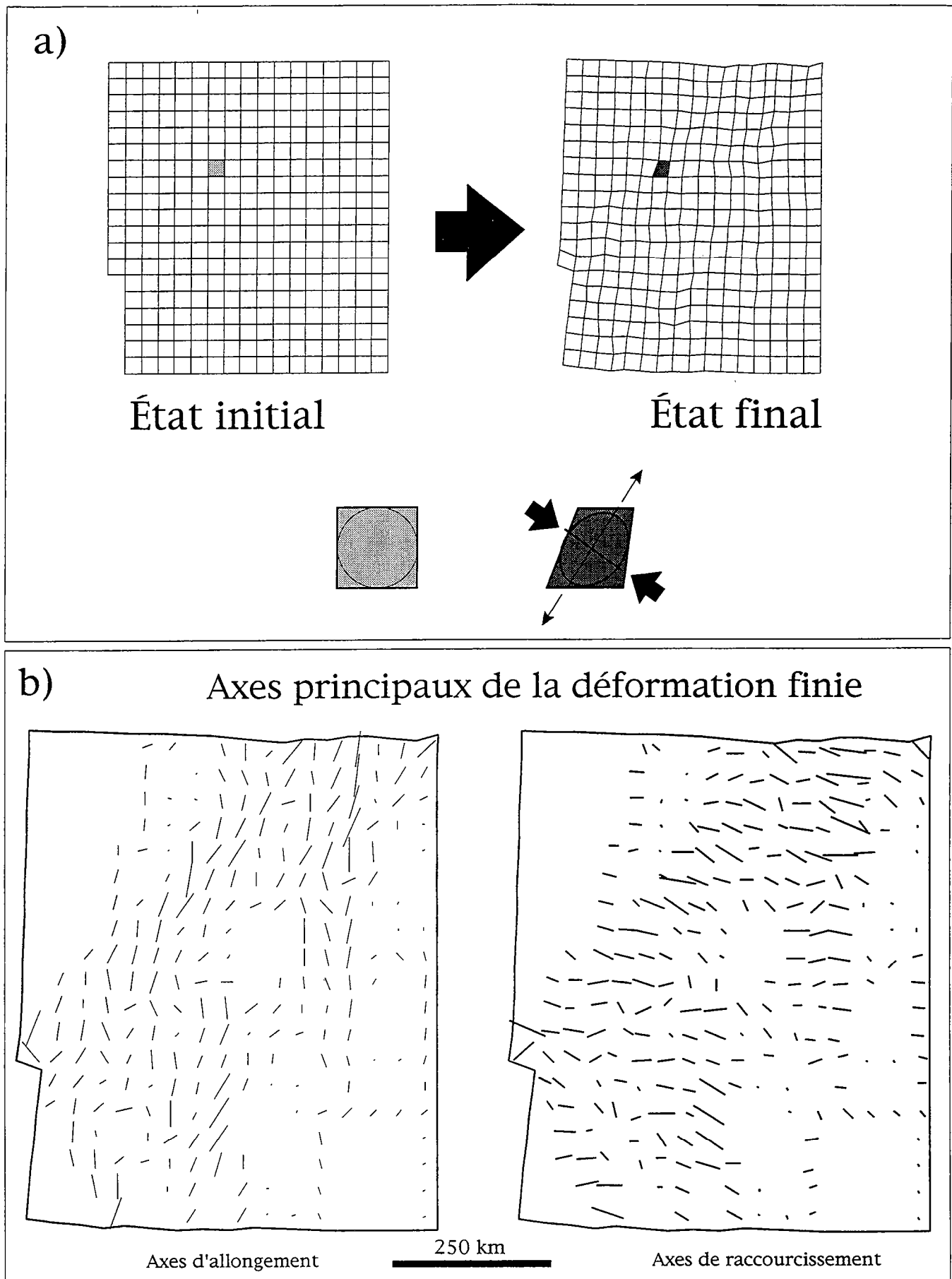


Figure III.26. Champ de déformation finie. a) La déformation finie accumulée entre l'état initial restauré et l'état final déformé est estimée grâce à une grille cartésienne (voir texte). Les axes de raccourcissement et d'allongement sont calculés dans le plan de la carte pour chacune des mailles de la grille. b). Orientations des axes principaux de la déformation finie calculées dans le plan de la grille restaurée.

axe λ_3 de l'analyse de
poulation de failles

axe λ_3 de la restauration
numérique



Figure III.27. Comparaison entre les axes de raccourcissement calculés par la restauration numérique (flèches noires) et les axes de raccourcissement déterminés par l'analyse des populations de failles (flèches blanches) (méthode des dièdres droits, Angelier & Mechler, 1977). Cette comparaison est effectuée sur 72 sites disponibles sur la mosaïque de blocs rigides.

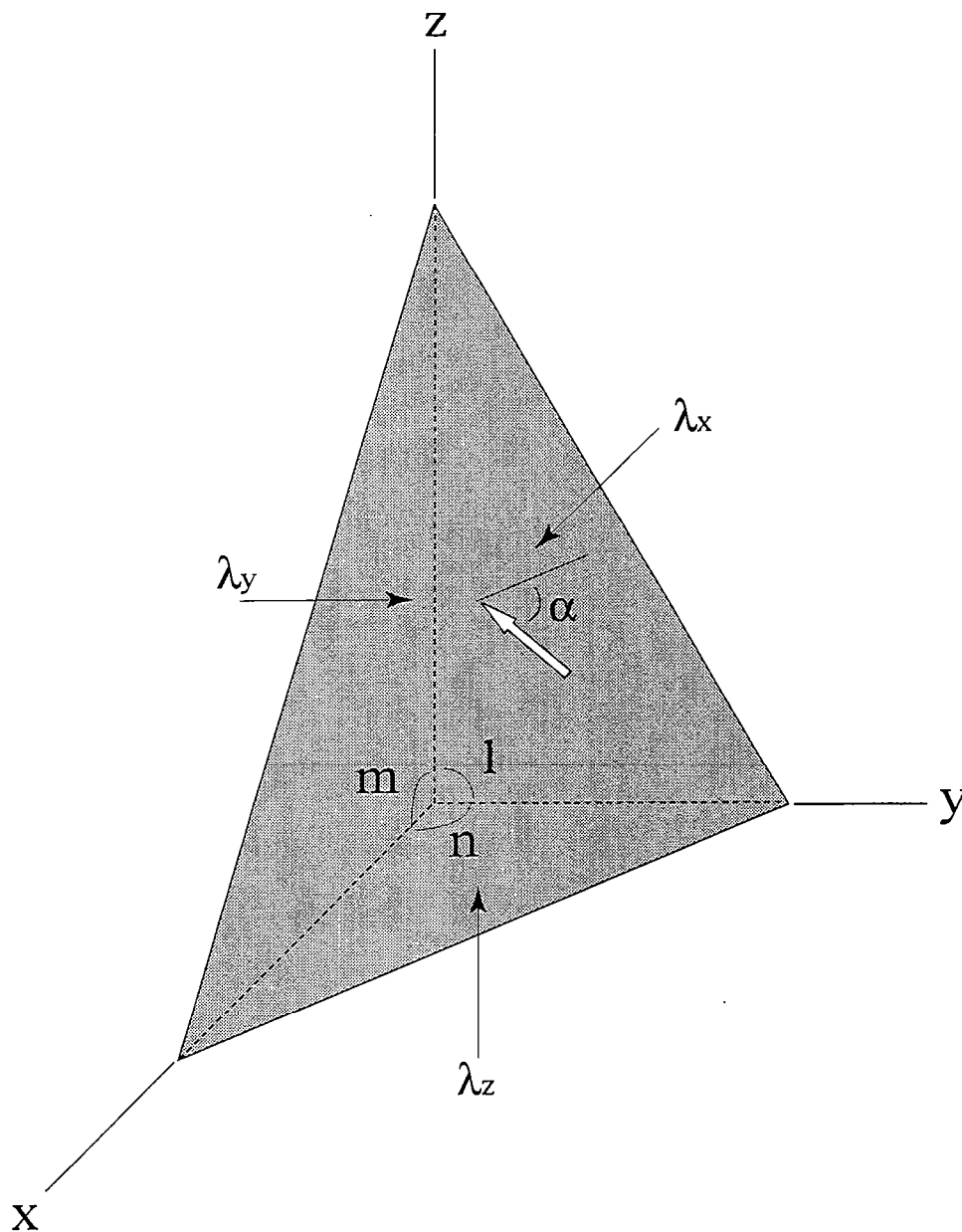


Figure III.28. Schéma représentant la position d'un plan (cosini directeurs l , m et n) dans le repère cartésien des axes principaux λ_x , λ_y et λ_z . Il est possible de prédire l'orientation d'une strie (flèche blanche) sur ce plan, c'est-à-dire la direction de cisaillement maximum, par une relation liant (1) l'orientation du plan dans le repère des axes et (2) le rapport R des valeurs propres de ces axes (Bott, 1959). L'équation permettant le calcul de l'angle de pitch α dans le plan est mentionnée dans le texte.

2. Déplacements sur les plans de failles

Les directions de déplacements finis sur les plans de failles délimitant les blocs de la mosaïque ont été calculées entre les positions initiales et finales des segments élémentaires de chaque limite de bloc.

Au niveau des 72 sites de mesures de failles il est possible de calculer une strie théorique portée par un plan de même orientation que le plan de faille régional. Selon le principe de Bott (1959) l'orientation de la contrainte tangentielle (orientation de la strie) sur un plan donné ne dépend que de deux paramètres géométriques; (1) l'orientation de ce plan par rapport aux axes principaux de contraintes et (2) le rapport R des valeurs propres de ces vecteurs définissant la forme de l'ellipsoïde. Le pitch α de la strie théorique dans un plan dont les cosini directeurs son l, m et n par rapport aux axes principaux du tenseur λ_x , λ_y et λ_z (Fig. III.28) est donné par la relation générale (Bott, 1959; Wallace, 1951, Carey & Brunier, 1974; Taboada, 1993):

$$\tan \alpha = \frac{n}{ml} \left\{ m^2 - (1 - n^2) \frac{\lambda_z - \lambda_x}{\lambda_y - \lambda_x} \right\} \quad \text{cf. Figure III.28.}$$

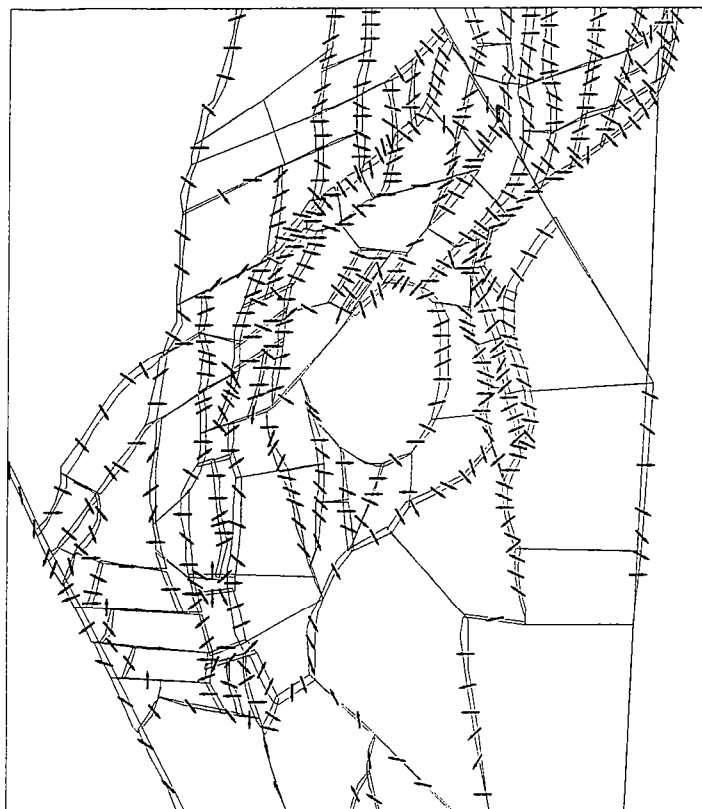
Pour chaque site de mesures la strie théorique a été calculée à partir:

- de l'orientation du plan de faille régional. L'azimut est mesuré sur la mosaïque de bloc et le pendage est arbitrairement fixé à 45°.
- de l'orientation du trièdre des vecteurs propres (cf. Annexe 4) déterminée par l'analyse géométrique des failles (Marrett & Allmendinger, 1990).
- des valeurs propres (cf. Annexe 4) déterminées lors de l'analyse des population de failles. La somme de ces trois valeurs propres est nulle et le rapport de forme $R=(\lambda_2-\lambda_3)/(\lambda_1-\lambda_3)$ oscille entre 0 et 1 selon l'état de déformation. Le rapport R vaut 0, 0.5 et 1 respectivement en constriction, en déformation plane et en aplatissement.

La comparaison des orientations de la strie déduite de la restauration numérique (Fig. III.29 a) et de la strie théorique calculée en fonction des axes principaux et du rapport des valeurs propres montre une corrélation remarquable (Figs. III.29 b et c).

En résumé, les résultats de l'analyse des populations de failles mesurées sur le terrain et ceux de la restauration numérique concordent. La dispersion des axes principaux déterminés par l'analyse des failles sur le terrain se retrouve également grâce au modèle de restauration numérique. Il semble que la complexité du réseau de failles majeures impose géométriquement ce désordre apparent des orientations de raccourcissement puisque la restauration numérique peut le reproduire à l'échelle régionale.

a) Déplacements finis sur les plans de failles restaurés



Strie théorique calculée
à partir des populations de failles



Déplacements finis sur le
plan de faille restauré

b) Comparaison des déplacements finis de la restauration et des déplacements théoriques calculés



c) Diagramme de corrélation

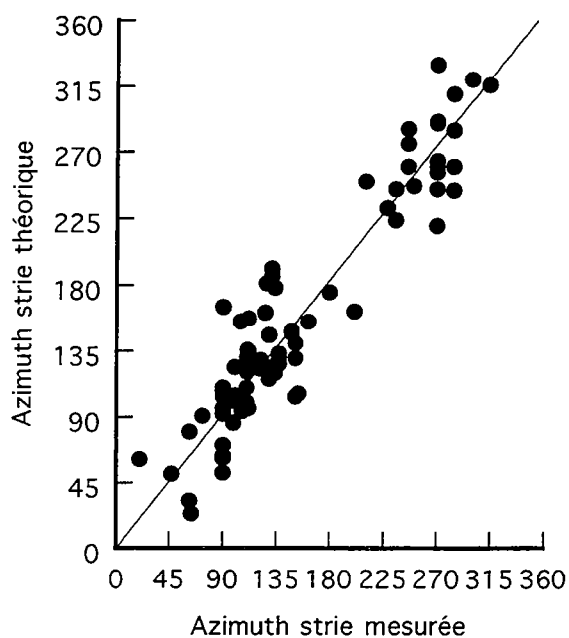


Figure III.29. a) Déplacements finis sur les plans de failles restaurés (flèches noires). b) Comparaison entre les déplacements finis sur les plans de failles restaurés (flèches noires) et les déplacements finis théoriques calculés grâce aux résultats de l'analyse des populations de failles (flèches blanches). c) Diagramme de corrélation des azimuts des stries issues de la restauration et des stries théoriques. Commentaires voir texte.

3. Composante décrochante à travers la zone de transition de Tucumán et intensité de la déformation

Sur le terrain aucun marqueur ne permet de quantifier avec précision la composante dextre à travers la zone de transition de Tucumán. En revanche il est possible de proposer une estimation de la quantité de cisaillement transcurrent (γ) à partir de la déformation de la grille cartésienne. En considérant un objet aligné parallèlement à la bordure méridionale de la Puna (Fig. III.30), le changement de forme entre l'état initial restauré et l'état final déformé montre que la composante de cisaillement dextre est non négligeable et qu'en outre elle est associée à un raccourcissement orienté NO-SE. La quantité moyenne de cisaillement estimée dans le plan horizontal sur la mosaïque de blocs donne une valeur de $\bar{\gamma} = 0,20$.

L'intensité de la déformation (Fig. III.31) est estimée grâce à un paramètre i représentant le deuxième terme invariant de la matrice de déformation (Rouby, 1994). Cette intensité varie à travers la région. Les secteurs d'intensité de déformation maximale sont disposés (1) le long de bandes NE-SO parallèles à la limite du haut-plateau (2) au niveau de structures sub-méridiennes (bassin de Santa María, Sud de la Sierra de Velasco) et (3) le long de la faille régionale sénestre de la Sierra de Valle Fertil (Figs. III.1, III.21 et III.31). La concentration de la déformation le long de ces bandes est contrôlée par la densité importante de failles régionales et se concrétise par des reliefs imposants et par des bassins très profonds (bassins de Bermejo et de Santa María) (Figs. III.2 b, III.10 & III.11). Les quantités de raccourcissement transversal à la zone de transition estimées par la restauration des coupes régionales (cf. § III.2.5) et par la restauration de la mosaïque de blocs sont comparables. Les deux reconstructions géométriques établissent un raccourcissement de l'ordre de 10% (Figs. III.11, coupe B-B' & III.32).

Sur le modèle de restauration numérique la zone de transfert de Tucumán apparaît clairement comme une zone transpressive dextre dans laquelle la quantité de déformation est relativement forte (Fig. III.30 & III.31).

III.4.3. Bilan de la restauration numérique

La reconstruction de la mosaïque des 128 blocs a abouti à un état initial restauré géométriquement possible. Le champ de déplacements relatifs et le champ de déformation finie obtenus théoriquement par la restauration de la carte des recouvrements sont compatibles avec les résultats (1) de l'analyse microtectonique des populations de failles, (2) de l'étude paléomagnétique et (3) de la reconstruction géométrique de coupes

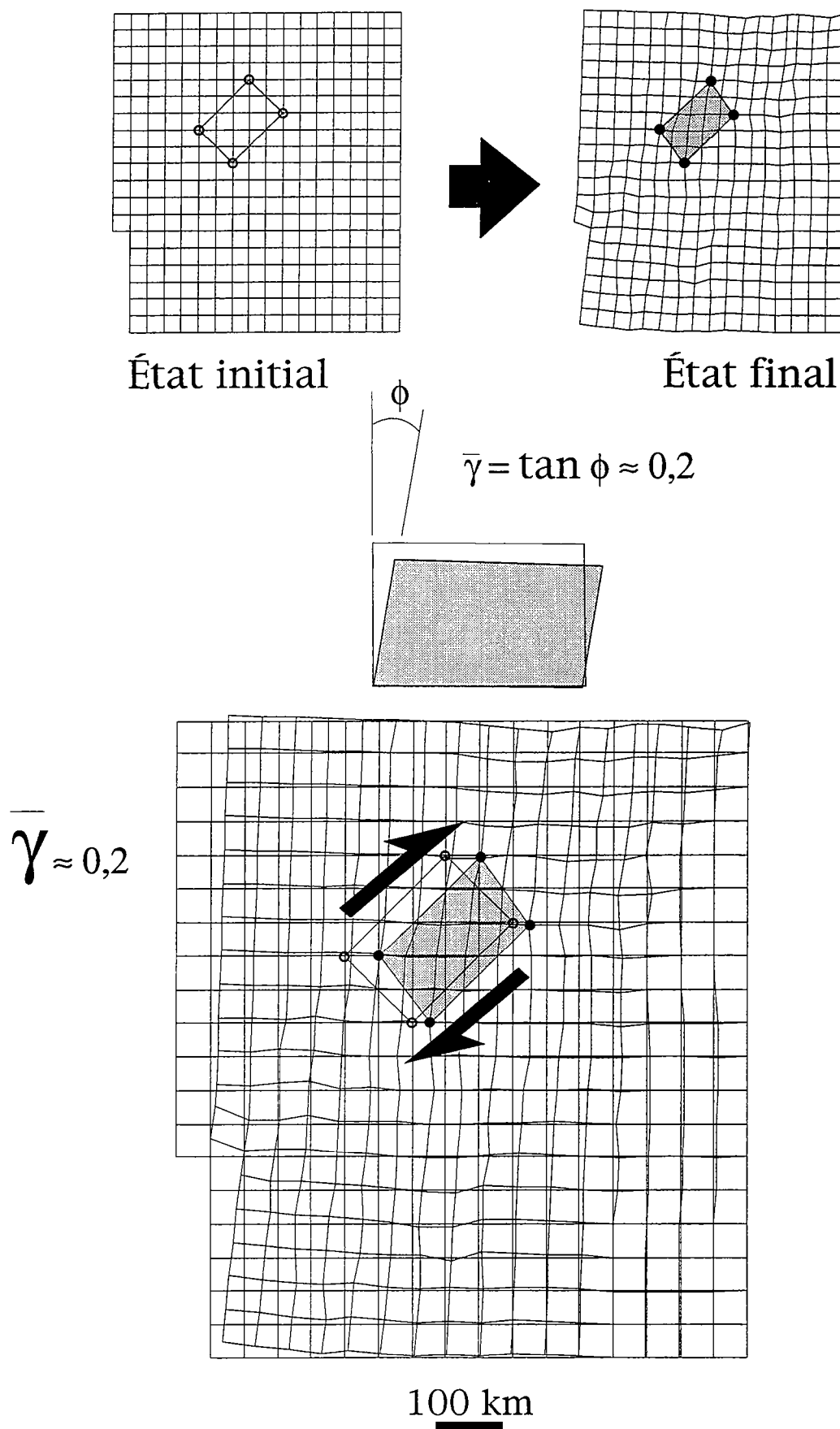


Figure III.30. Estimation de la composante cisailante le long de la zone de transition de Tucumán. Sur la grille cartésienne le changement de forme d'un objet aligné dans une bande parallèle à la zone de transition entre l'état initial et l'état final donne une quantité de cisaillement dextre moyenne de 0,2. Lors du passage de l'état restauré à l'état déformé, le changement de forme s'accompagne d'une diminution de surface et illustre en 2D le caractère transpressif de la bande orientée NO-SE.

Intensité de la déformation

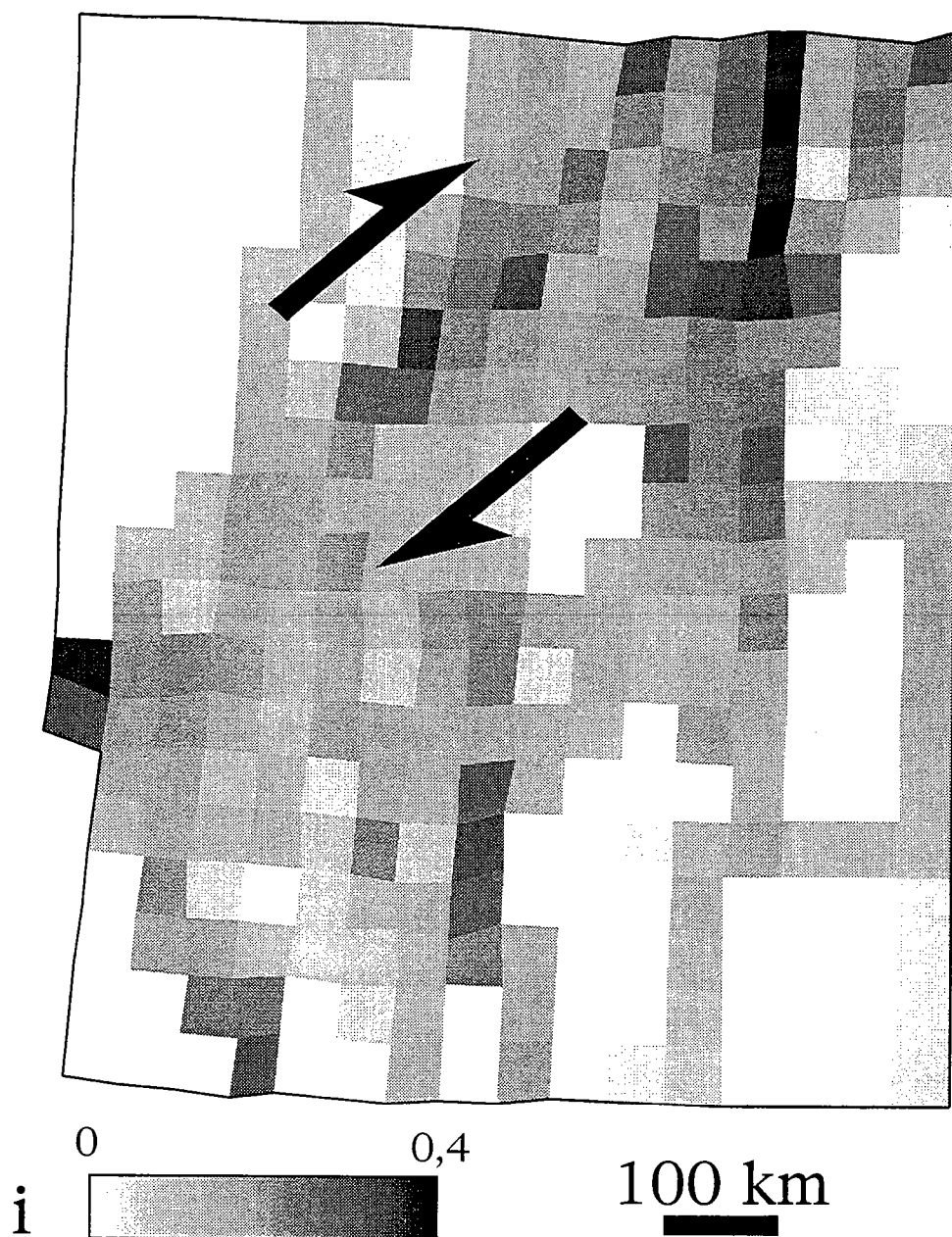


Figure III.31. Carte de l'intensité de la déformation finie. Le paramètre i correspond au deuxième terme invariant de la matrice de déformation finie de la maille considérée. L'échelle de niveau de gris indique les valeurs de i croissant de 0 à 0,4. La déformation se concentre le long de bandes parallèles orientées NO-SE.

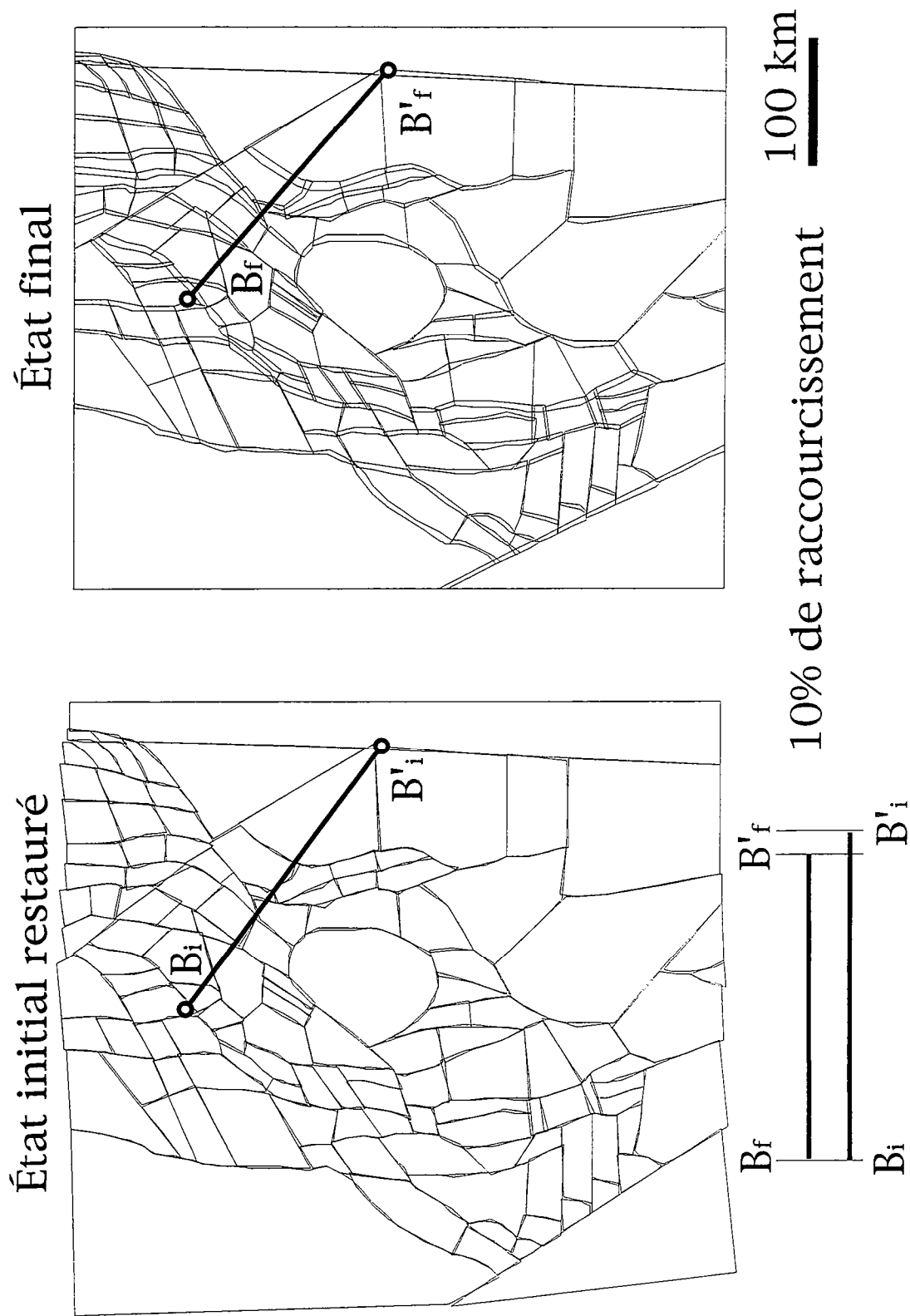


Figure III.32. Comparaison entre les quantités de raccourcissement estimées par la restauration de la coupe structurale interprétative B-B' (voir Fig. III.1.1) et par la restauration numérique entre les mêmes points. Le pourcentage de raccourcissement régional estimé par l'une et l'autre méthode est de l'ordre de 10%.

régionales. Cette cohérence établie entre les champs de déplacements et de déformation finie obtenus par la restauration numérique et les autres méthodes analytiques de terrain a des implications régionales et méthodologiques.

III.4.3.1. Implications régionales

Lors du passage de l'état initial restauré à l'état final déformé, la zone de transition de Tucumán se comporte comme une bande transpressive dextre large le long de laquelle les blocs rigides sont affectés par des rotations horaires autour d'axes verticaux. La restauration numérique conduit à estimer des déplacements horizontaux de l'ordre de 20 km le long de cette zone.

Le champ de déformation finie et les déplacements mesurés par la restauration sont strictement indépendants de l'histoire de la déformation. Ils se basent uniquement sur la comparaison entre la géométrie de l'état initial et celle de l'état final de la mosaïque de blocs. Le seul dénominateur commun entre toutes ces approches complémentaires est la géométrie du réseau de failles régionales à travers les Sierras Pampeanas. Une corrélation aussi remarquable entre les résultats (axes principaux de la déformation, déplacements horizontaux, rotations rigides de blocs) obtenus par des méthodes de traitement indépendantes (restauration numérique, analyse des populations de failles, paléomagnétisme) ne permet toutefois pas de discuter l'histoire de la déformation régionale. Elle montre néanmoins que le champ de déformation finie hétérogène observé doit résulter d'une seule déformation progressive.

III.4.3.2. Implications méthodologiques

La restauration en plan est une méthode numérique. L'analyse des populations de failles est basée sur un traitement statistique. De plus, les objets traités sont d'échelles et de natures différentes. Il s'agit d'une part d'une surface de référence déformée et morcelée par des failles régionales en ce qui concerne la restauration numérique, et d'autre part de plans striés à l'échelle de l'affleurement dans le cas de l'analyse des populations de failles. Ces méthodes sont par conséquent indépendantes.

La bonne corrélation entre les champs de déformation finie et de déplacements issus de la restauration et de l'analyse des populations de failles renforce les résultats acquis par les deux approches. (1) Le traitement d'une population de faille non triée permet de définir un tenseur moyen représentatif de la déformation finie. (2) La restauration numérique est une méthode performante pour prédire le champ de déformation finie et les déplacements relatifs associés à la tectonique d'une région.

Dans les régions où cela est possible, l'utilisation conjointe de la restauration numérique, des méthodes conventionnelles d'analyse de la déformation fragile et du paléomagnétisme pourrait contribuer à mieux cerner les champs de déformation finie et de déplacements. La restauration en plan d'une région devrait permettre de procéder au choix ciblé de localités de mesures de failles. Si la confrontation des résultats de la restauration, de l'analyse des failles et du paléomagnétisme est positive, l'impact immédiat est une réduction du nombre généralement élevé de sites nécessaires à l'analyse des populations de failles.

Chapitre IV

Synthèse des résultats, discussion

IV.1. Déformation progressive et dynamique des bassins néogènes

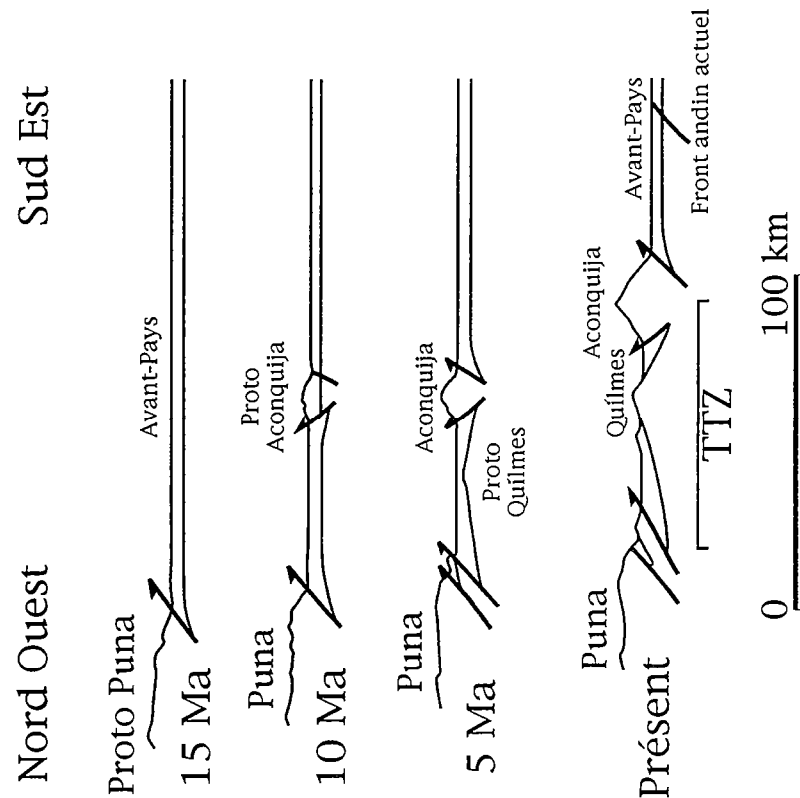
IV.1.1. Age de la déformation dans le secteur étudié

Les caractéristiques sédimentaires des dépôts néogènes des bassins continentaux à la limite Sud-Est de la Puna indiquent une activité tectonique compressive croissante au cours du Néogène. Les lignes sismiques présentées dans ce mémoire montrent que les niveaux considérés miocènes (Calchaquense) sont caractérisés par la même signature sismique dans presque tous les bassins depuis la bordure de la Puna jusque dans l'avant pays andin. Ces séries miocènes apparaissent isopaques. En revanche, les réflecteurs sismiques dans les niveaux superficiels d'âge probablement inférieur à 6 Ma mettent en évidence des géométries sédimentaires symptomatiques de dépôts syn-tectoniques. En effet, les images sismiques montrent des discordances angulaires dans les séries superficielles d'âge miocène supérieur à pliocène (cf. Chapitre III, §III.2.3, Fig. III.8: sections 1, 2, 3 et 4). De plus, sur l'ensemble de la série miocène supérieur à quaternaire les faciès sédimentaires sont grano-croissants. L'augmentation brutale de la granulométrie et des épaisseurs des séquences détritiques continentales (Chapitre II, § 3.3) marque un saut d'activité tectonique compressive à partir de 7-8 Ma. La figure II.12 montre que les unités synorogéniques les plus épaisses sont déposées pendant le Pliocène (Allmendinger, 1986, Malizzia, 1995). Le taux de sédimentation détritique est doublé après 7 Ma, entre le dépôt des séquences du Calchaquense (0,25 mm/an) et de celles de l'Araucanense (0,5 mm/an) (Bossi *et al.*, 1993). La nature, la quantité et les géométries des dépôts continentaux à la limite entre les Sierras Pampeanas et la Puna indiquent que l'intensité de la déformation s'accroît fortement depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel.

IV.1.2. Propagation du front andin

La similitude des faciès et l'isopacité des séries basales de la pile sédimentaire néogène d'un bassin à l'autre suggèrent que les bassins intramontagneux de El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María (Figs. III.1 & IV.1a) étaient encore tous connectés au bassin d'avant-pays au Miocène supérieur. Le front de déformation andine atteint progressivement cette région. La mise en place des blocs Aconquija et Cumbres Calchaquies (Figs. III.1 & IV.1a) est relativement tardive (11-7 Ma). Sur la base des orientations de paléocourants et d'arguments paléoclimatiques, ce soulèvement du bloc Aconquija (Fig. IV.1a) intervient après 11 Ma et avant 7 Ma (Marshall & Patterson, 1981; Strecker *et al.*, 1989). La portion la plus occidentale du bassin d'avant-pays est à ce moment isolée et transformée en une frange de bassins intra-montagneux plus fortement déformés et disposés en échelon le long de la bordure du haut plateau (El Bolsón,

(a)



(b) d'après Malizia et al.(1995)

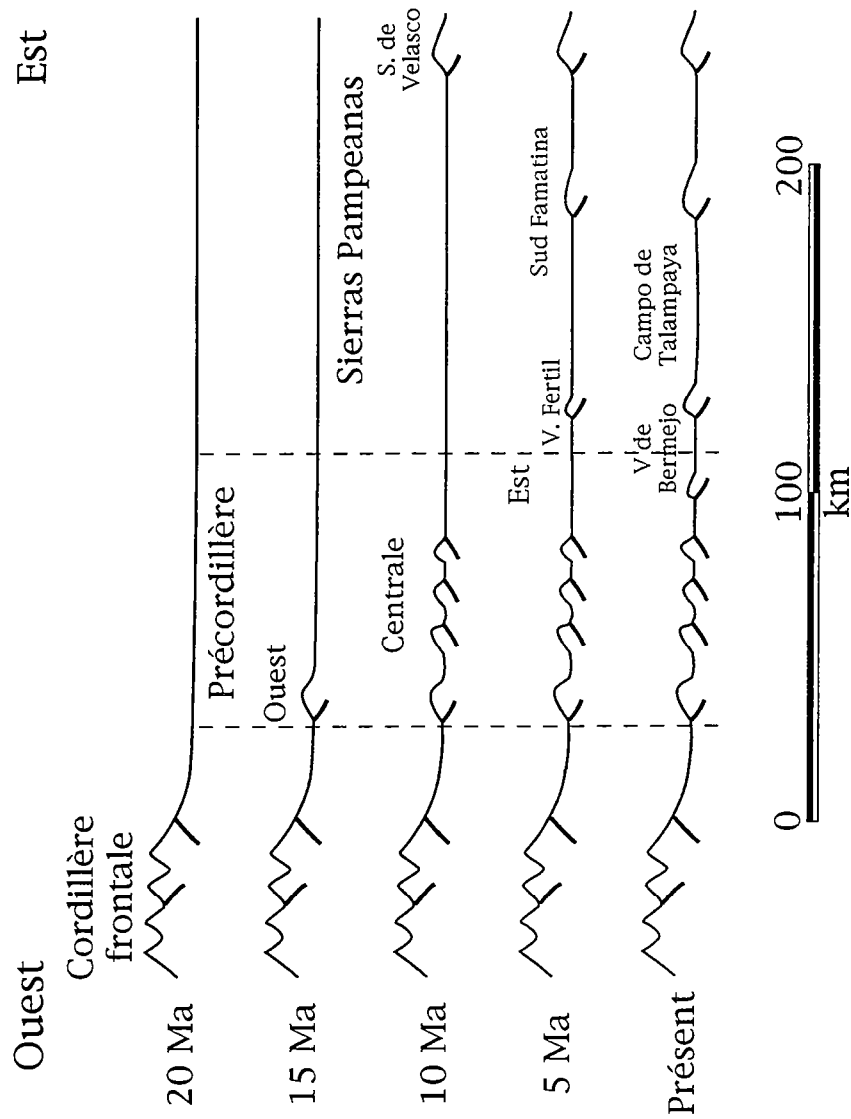


Figure IV.1. Propagation du front andin à travers les Sierras Pampeanas. **a)** Scénario schématique illustrant le développement des bassins et des sierras à la latitude de Tucumán (27°S). Le soulèvement des chaînes de socle à la bordure méridionale de la Puna intervient depuis 10 Ma. **b)** Evolution structurale de la limite entre la Précordillère et les Sierras Pampeanas occidentales (31°S). L'émergence des premiers blocs de socle date de 10 Ma (d'après Malizia et al., 1995).

Campo del Arenal et Santa María). La similitude des séries intermédiaires des bassins de Campo del Arenal et de Santa María suggère qu'il s'agit d'un seul et même bassin entre 7 et 5 Ma (Strecker *et al.*, 1989; Malizzia, 1988). Les paléocourants mesurés dans les dépôts mio-pliocènes datent le début de l'émergence de la Sierra de Quílnes à 5 Ma environ et le soulèvement le plus important après 3 Ma (Fig. IV.1a) (Strecker *et al.*, 1989; Malizzia, 1988). Les dépôts syntectoniques pliocènes enregistrent donc la migration du front des chevauchements andins à travers le Nord des Sierras Pampeanas (Fig. IV.1a). Une progression approximativement synchrone du front de la Précordillère à l'Ouest des Sierras Pampeanas est proposée (Fig. IV.1b, Malizzia *et al.*, 1995). L'évolution structurale des frontières Nord et Ouest des Sierras Pampeanas suggère par conséquent que cette province est caractérisée par une tectonique de socle très récente, d'âge inférieur à 10 Ma et dont le front se propage vers l'avant-pays.

IV.1.3. Évolution des bassins compressifs néogènes

Dans les Sierras Pampeanas, la déformation crustale est contrôlée par la fracturation du socle au niveau de grands chevauchements listriques (Fig. III.11) qui gouvernent à la fois le degré de développement et la distribution des bassins compressifs intramontagneux (Annexe 1.4, Cobbold *et al.*, 1993). Le développement de ces bassins néogènes et la distribution de leurs dépocentres sont fortement contrôlés par les chevauchements andins majeurs, notamment au bord de la Puna et dans l'avant-pays du Chaco-Paraná. Cette relation entre la quantité de déformation et le développement des bassins est illustrée par l'augmentation conjointe de l'épaisseur des dépôts détritiques et du raccourcissement régional depuis l'avant-pays et les Sierras Pampeanas jusqu'à la Puna.

L'épaisseur des dépôts néogènes varie en fonction de leur position par rapport au bord de la Puna. Alors que l'altitude moyenne des bassins augmente graduellement par paliers successifs depuis le Chaco au Sud-Est, vers la Puna au Nord-Ouest (Fig. III.2a), la surface des bassins se réduit, leur profondeur et l'épaisseur des séries qui les combler augmentent (Figs. III.3b & IV.2). Les taux de raccourcissement estimés au niveau des bassins montrent que leur déformation interne croît depuis l'avant-pays vers la Puna. Cette corrélation entre l'altitude, la superficie, la profondeur et la déformation interne des bassins compressifs paraît compatible avec l'augmentation progressive de la quantité d'épaississement crustal depuis l'avant-pays vers la Puna, à travers le Nord des Sierras Pampeanas (Fig. IV.2). Les bassins dont le degré de maturité est le plus élevé se situent sur la Puna où l'épaississement crustal est important. Par exemple le bassin de Arizaro perché sur le plateau à environ 4000 m d'altitude, comblé par au maximum 7000 m de sédiments continentaux néogènes, est affecté par un raccourcissement régional d'environ

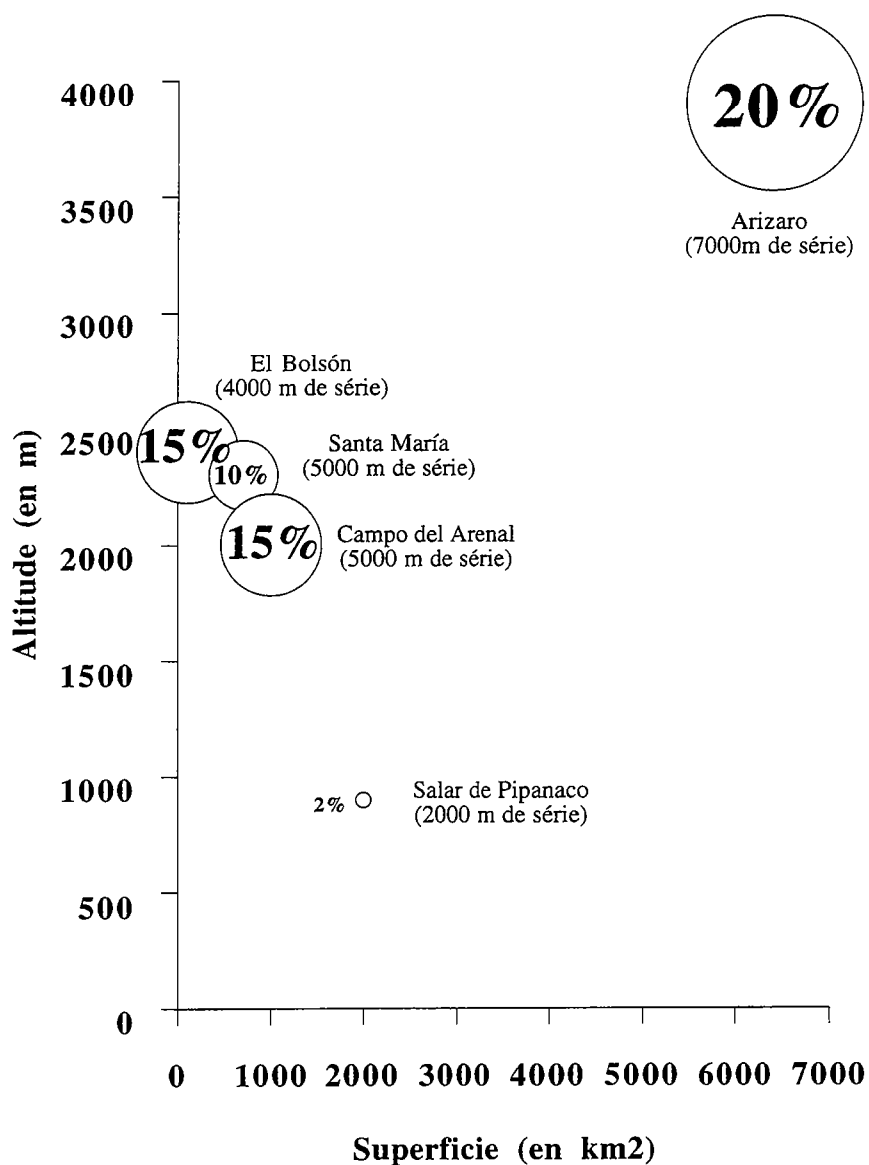


Figure IV.2. Degré d'évolution des bassins compressifs à la limite entre les Sierras Pampeanas et la Puna. A la transition entre le domaine modérément déformé (Sierras Pampeanas) et le plateau fortement épaissi, l'épaisseur des séries détritiques néogènes croît, et la quantité de déformation interne des bassins augmente. La taille des cercles est proportionnelle à la quantité de raccourcissement régional (en %). En outre, l'accroissement d'altitude s'accompagne d'une réduction de la surface des bassins.

20 % (Figs. IV.2 & III.11: coupe A-A', Planche hors-texte n°1). Les bassins situés à proximité immédiate du plateau (El Bolsón, Campo del Arenal et Santa María) sont à une altitude oscillant entre 2500 et 2000 m. Ces bassins accueillent une sédimentation néogène dont l'épaisseur atteint 4000 à 5000 m et ils sont affectés par une déformation interne produisant un raccourcissement de 10 à 15% (Fig. IV.2). A travers la zone de transition de Tucumán, la réduction de l'altitude moyenne du palier inférieur (900 m) et de l'épaisseur de la couverture néogène (e.g. bassin de Pipanaco, 2000 m maximum) suggère en outre que les structures accommodant le raccourcissement crustal sont plus récentes vers le Sud-Est. Ceci est en accord avec l'apparente propagation du front de déformation vers l'Est des Sierras Pampeanas. Le raccourcissement régional néogène à travers les Sierras Pampeanas est estimé à environ 2% (Jordan and Allmendinger, 1986). D'autres études basées sur des données de sismique réflexion suggèrent que cette valeur sous-estime le raccourcissement réel des Sierras Pampeanas (Snyder *et al.*, 1990). L'analyse des profils sismiques et les reconstructions de coupes régionales qui en découlent (§ III.2.5), ainsi que la restauration numérique de la région (§ III.4), montrent que ce raccourcissement néogène régional est de l'ordre de 10% dans les Sierras Pampeanas et qu'il atteint 20% sur le plateau. Les chevauchements régionaux et le développement des bassins compressifs associés contribuent de façon significative à l'épaississement crustal dans cette région des Andes Centrales.

IV.1.4. Déformation progressive du socle cristallin

Dans les Sierras Pampeanas, la morphologie de certains blocs de socle cristallin suggère que la déformation du socle est progressive. La structure de la Sierra de Hualfín varie du Sud vers le Nord. La géométrie de cette Sierra suggère que sa surrection résulte d'une étape de bombement puis d'un plissement de la paléosurface qui constitue le toit de la Sierra (Fig. III.6). Au front immédiat de la Précordillère, la Sierra de Pie de Palo est une des Sierras Pampeanas la moins élevée (Figs. II.10, III.1 & III.14b). Sur cette Sierra, la paléosurface d'érosion forme un dôme de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Jordan and Allmendinger, 1986). Au niveau de la Sierra de Quílnes la surface d'érosion est exhumée sur chacun de ces flancs et souligne un pli en chevron du toit du bloc (Figs. II.10, III.1 & III.4, coupe 2). La géométrie de ces blocs d'échelle réduite suggère que la fracturation du socle est généralement précédée d'un stade de déformation continue hétérogène s'exprimant par le plissement du socle. Selon Narr & Suppe (1994), ce type d'évolution caractérise de nombreuses structures impliquant le socle.

A l'échelle régionale, dans les zones de raccourcissement régional modéré (Allmendinger *et al.*, 1990), la distribution de la paléosurface d'érosion anté-tertiaire sur

le toit des blocs suggère que le socle est affecté par un flambage précédant la fracturation et le soulèvement des Sierras. La surface d'érosion est inclinée d'une dizaine de degrés vers l'Est sur la Sierra de Valle Fertil et à l'extrémité sud de Famatina (Figs. II.10 & III.1). Cette interface socle/couverture est inclinée vers l'Ouest sur les Sierras de Velasco, Chepes et Ulapes (Figs. II.10 & III.1). Enfin, à l'Est de la dépression de Pipanaco, le toit des blocs de socle du secteur de Ambato-Ancasti a une pente régulière de 8° vers l'avant-pays (Figs. II.10, III.1 & III.4, coupe 1). Ces ondulations de la surface d'érosion à travers les Sierras Pampeanas (Fig. II.10) ont une longueur d'onde de l'ordre de 100 km et les axes de ces plis de flambage sont orientés N-NO à S-SE orthogonalement à la direction de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990).

Si l'on admet que la géométrie des structures décrite précédemment est acquise lors d'un phénomène de flambage, alors la longueur d'onde de 100 km signifierait qu'une épaisseur de 25 km de croûte fragile contrôle le développement de l'instabilité (Martinod & Davy, 1992). La profondeur estimée pour le Moho est de 35 à 45 km sous les Sierras Pampeanas (Introcaso *et al.*, 1987; 1992). Un tel rapport d'épaisseur entre la croûte fragile et la croûte ductile correspondrait à un profil thermique relativement froid de croûte stable. En outre, la lithosphère continentale serait caractérisée dans ce secteur de l'avant-pays andin par une faible rigidité flexurale (Watts, 1995). Toutes ces propriétés mécaniques supposées de la croûte continentale des Sierras Pampeanas contribueraient effectivement au développement du style de déformation de type *thick-skinned*.

Le rôle de la paléogéographie sur le style tectonique semble être également fondamental (Allmendinger *et al.*, 1983; Sheffels, 1990; 1995). Les gneiss et les migmatites d'âge précambrien qui composent le socle cristallin des Sierras Pampeanas sont mécaniquement résistants (Chapitre II, § 2.3). De plus la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque est quasi inexistante à travers les Sierras Pampeanas. En revanche, plus au Nord, le socle est composé de formations métasédimentaires, elles-mêmes enfouies sous une épaisse couverture paléozoïque et mésozoïque. Les profils rhéologiques de la croûte continentale varient donc de part et d'autre de 27°S et se traduisent par des styles tectoniques différents au Nord de Tucumán dans la zone sub-andine (*thin-skinned tectonics*) et au Sud dans les Sierras Pampeanas (*thick-skinned tectonics*).

D'autres facteurs contrôlent la géométrie des blocs de socle et des bassins compressifs associés dans cette région. En effet, l'orientation des plis de flambage est également parallèle à l'intense structuration tardi-protérozoïque à paléozoïque orientée NS à NO-SE (Chapitre II, § 2.1). La foliation pré-andine, la surface d'érosion et les chevauchements régionaux ont généralement des pendages de même orientation. Les

structures extensives mésozoïques NE-SO à NO-SE réactivées en failles inverses au Nord de Tucumán contrôlent également la distribution des chevauchements régionaux pendant l'orogénèse andine (Chapitre II, § 2.2). L'influence de l'héritage structural sur le développement des structures andines dans les Sierras Pampeanas est indéniable.

IV.1.5. Cinématique à la limite méridionale de la Puna

Composante décrochante dans la zone de transition de Tucumán

Les variations latérales d'épaississement crustal sont généralement accommodées par des zones de déformation transcurrente (Cobbold & Davy, 1988). Une zone de transition décrochante à la frontière entre la Puna argentine fortement épaissie et les Sierras Pampeanas plus modérément déformées doit donc exister. En outre, le décalage entre les fronts des deux principales ceintures plissées de la zone sub-andine au Nord et de la Précordillère au Sud doit être accommodé par une zone de transition (cf. Fig. IV.3). Cette zone doit de plus admettre une composante de décrochement dextre sans quoi la variation latérale des taux de raccourcissement régional mesurés à travers la Puna et le Nord des Sierras Pampeanas ne serait pas progressive, mais au contraire brutale.

La zone de transition de Tucumán (TTZ) présente toutes les caractéristiques structurales d'une zone décrochante (cf. Cobbold & Davy, 1988). Les conditions structurales et cinématiques énoncées ci-après sont requises pour définir une telle zone:

1. Une zone décrochante se présente sous la forme d'une bande allongée et étroite, dans laquelle se localise la déformation. La TTZ est une frange orientée NE-SO large d'environ 100 km s'étirant d'Est en Ouest depuis la ville de Tucumán au Sud de la zone sub-andine jusqu'au Nord de la Précordillère sur 350 km environ (Fig. III.2). La restauration numérique montre que l'intensité de la déformation est maximale le long de bandes parallèles à la limite du plateau.

2. Dans une bande transcurrente, l'organisation du réseau de failles conjuguées décrochantes est asymétrique avec une dominance soit des accidents synthétiques, soit des failles antithétiques. A travers la TTZ, les failles caractérisées par une composante décrochante dextre sont représentées et généralement dominantes par rapport aux failles conjuguées sénestres (e.g. sites 1 & 3, Fig. 9, Annexe 1.1 et Fig. III.20). La majorité d'entre elles est orientée NE-SO parallèlement aux accidents régionaux. Les failles conjuguées sont moins nombreuses et généralement orientées NO-SE (Fig. III.1 & III.2a à l'Est du bassin de Santa María). Ces failles ont une composante décrochante sénestre (Allmendinger, 1984; Strecker *et al.*, 1989; Assumpção and Araujo, 1993).

3. Des rotations rigides de blocs autour d'axes verticaux et compatibles avec le sens de cisaillement général de la zone doivent être associées au champ de déplacement

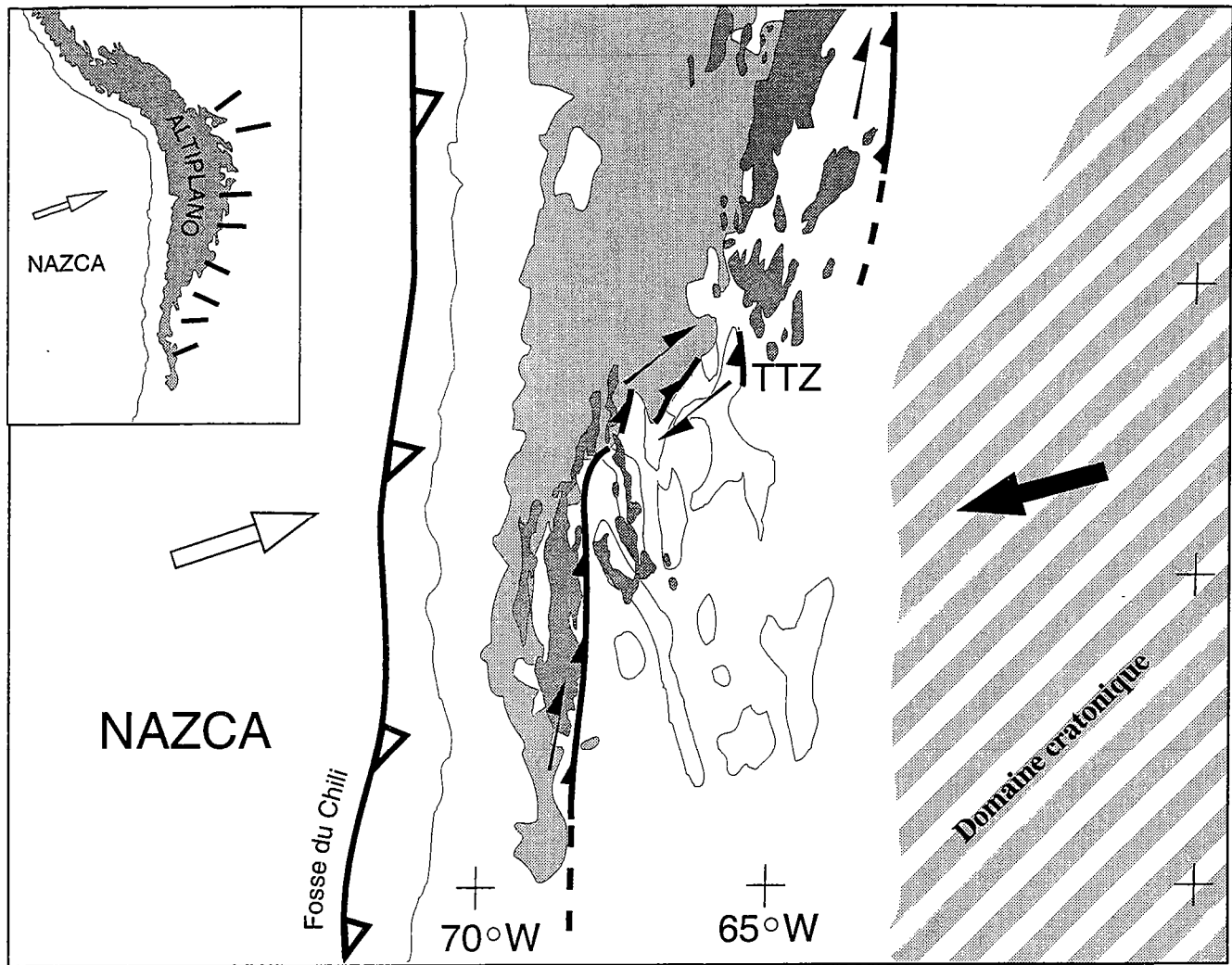


Figure IV.3. Interprétation cinématique de la zone étudiée. Les zones d'altitude moyenne supérieure à 3700 mètres sont en grisé. Les sédiments paléozoïques et mésozoïques de la Précordillère et de la zone sub-andine sont en gris foncé. Les Sierras Pampeanas sont contourées en noir. Les orientations de la direction de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (flèche blanche) et le mouvement absolu de la plaque Amérique du Sud (flèche noire) correspondent au modèle NUVEL-1, de Gripp & Gordon (1990). Une composante décrochante dextre caractérise les structures parallèles à la chaîne. La zone de transfert de Tucumán (TTZ) est transpressive et dextre. En cartouche, la distribution radiale des contraintes horizontales maximales suggère un effet local du plateau (d'après Assumpção et Araujo, 1993).

produit par les failles. Nos observations structurales montrent que le rejet de la faille varie latéralement le long de la marge orientale de la Sierra de Hualfín (cf. Fig. III.6). Ce mouvement en ciseaux du bloc suggère une rotation horaire par rapport au bassin de Campo del Arenal. Les résultats de l'étude paléomagnétique confirment des rotations horaires pouvant atteindre 29° dans le secteur (Annexe 1.2, Aubry *et al.*, 1996). Les résultats de Butler *et al.* (1984) dans le bassin de El Bolsón sont également compatibles avec ces rotations horaires. En outre, les rotations mesurées au Nord et au Sud de la TTZ le long des structures sub-méridiennes de la chaîne andine sont plus modérées que celles déterminées dans la TTZ. Les rotations d'amplitude maximale sont localisées dans la zone de transition. La restauration numérique de la région montre que le champ des déplacements relatifs à la limite du haut plateau implique également des rotations horaires des blocs rigides (Fig. II.24).

4. L'orientation des structures accommodant l'épaississement est compatible avec les axes principaux de la déformation finie et est oblique par rapport à l'alignement de la zone de transition. A proximité de la Puna, la disposition en échelon des bassins et des sierras et leur obliquité par rapport à la direction générale de la TTZ sont compatibles avec une composante décrochante dextre le long de cette zone de transition (Fig. III.2).

5. La direction d'allongement peut être localement horizontale. Les résultats de l'analyse des populations de failles confirment que les axes principaux d'allongement ont une orientation variable et sont le plus fréquemment sub-verticaux (Fig. III.19). Certaines localités révèlent cependant un allongement sub-horizontale. Cette orientation variable des axes principaux d'allongement par rapport aux axes de raccourcissement habituellement sub-horizontaux montre que les composantes des failles régionales ne sont pas strictement chevauchantes.

En conséquence, la zone de transition de Tucumán précédemment dénommée "linéament de Tucumán" (Mon, 1976), est une zone transpressive dextre puisque toutes ces conditions structurales et cinématiques sont satisfaites.

A l'échelle de la zone étudiée, l'existence d'une composante décrochante le long des structures andines sub-méridiennes est soulignée par (1) de nombreuses failles dextres d'orientation NS à NNE-SSO (Fig. III. 20), et (2) la fréquente obliquité des directions de raccourcissement par rapport aux marges des sierras sub-méridiennes (e.g. marges du bassin de Santa María et secteur de Ambato-Ancasti, Fig. III.16). Cet angle entre les axes principaux de raccourcissement et les directions structurales sub-méridiennes est compatible avec l'obliquité du vecteur convergence relative de la plaque Nazca par rapport à la marge continentale (Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990) (Fig. I.7). Cette composante décrochante dextre est également cohérente avec le champ régional de contraintes intra-plaque (Fig. I.21) (Assumpção,

1992; Zoback, 1992; Assumpção and Araujo, 1993). Nos observations sont donc en accord avec les modèles cinématiques impliquant des décrochements dextres parallèles à la chaîne, au Sud de 20°S (Beck, 1987; Isacks, 1988; Dewey & Lamb, 1992; Beck *et al.*, 1993). La TTZ est orientée à un faible angle de la direction de convergence relative des plaques Nazca et Amérique du Sud (Fig. I.16), et les structures sub-parallèles à la chaîne admettent apparemment une composante dextre. La TTZ devrait par conséquent se comporter comme une zone transtensive. Le fait que les structures dans la zone de transition soient transpressives suggère que le plateau migre vers le Sud.

Dispersion des orientations de raccourcissement

Dans la région considérée, les orientations des axes principaux de raccourcissement sont très dispersées. Une famille d'orientations EO à ENE-OSO et une autre NO-SE ont été mises en évidence (Fig. III.16 a et b, et Annexe 4) (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). La première est globalement compatible avec la cinématique des plaques dans la région: elle est sub-parallèle au vecteur de convergence relative entre les plaques de Nazca et Amérique du Sud et se retrouve tout le long de la chaîne andine (Allmendinger *et al.*, 1989; Reuter *et al.*, 1991; Mercier *et al.*, 1992; Flint *et al.*, 1993; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). La deuxième famille d'orientations NO-SE est restreinte géographiquement à la Puna et à sa limite sud-est entre 22°S et 28°S (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). Cette distribution géographique des orientations du raccourcissement principal suggère qu'à l'échelle régionale, la déformation finie est constrictive autour d'un axe d'allongement sub-vertical. Cette interprétation est renforcée par la forte dispersion des axes principaux de raccourcissement autour de la dépression de Pipanaco (Fig. III.16 b).

Certaines interprétations suggèrent que ces deux directions régionales de raccourcissement observées à la limite sud-est du plateau résultent de deux épisodes successifs. Un raccourcissement NO-SE pendant le Néogène précéderait un raccourcissement OSO-ENE au Quaternaire (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1987, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). Différentes hypothèses ont été évoquées pour justifier cette variation de la direction régionale de raccourcissement. Selon les interprétations, il faut invoquer (1) un changement des conditions cinématiques régionales après 3 Ma (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1989), (2) des rotations de blocs horaires autour d'axes verticaux associés au développement de l'orocline bolivien (Allmendinger *et al.*, 1987; Marrett, 1990), (3) des déformations conditionnées par les réactivations de failles normales crétacées pendant le Miocène (Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994).

Nos observations permettent de préciser les relations entre les orientations de raccourcissement à l'échelle régionale. Les deux familles d'orientations des axes de raccourcissement ont également été retrouvées par la restauration numérique en plan de la région. Cette méthode de restauration est indépendante de l'histoire de la déformation. Les directions de raccourcissement et le champ de déformation finie obtenus par la restauration numérique sont compatibles avec un seul épisode de déformation progressive.

Le contexte de transpression dextre dans la zone de transition de Tucumán impose des rotations horaires des axes principaux de la déformation. Une analyse détaillée des anomalies d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur quelques sites répartis à la limite Sud de la Puna (Annexe 1.2, Aubry *et al.*, 1996) montre que les sédiments ont enregistré les événements compressifs d'âge miocène supérieur à pliocène inférieur (Annexe 1.2, Aubry *et al.*, 1996). Il existe une corrélation très claire entre les axes de raccourcissement fossilisés par la linéation d'anisotropie de susceptibilité magnétique et les rotations paléomagnétiques des blocs (cf. Annexe 1.2). Cette corrélation montre que des rotations associées au décrochement dextre se sont effectivement produites et ont affecté les orientations des axes de raccourcissement fossilisés. L'existence des rotations horaires associées à la composante décrochante dextre le long de la zone de transition de Tucumán a donc très probablement contribué à la dispersion des directions de raccourcissement déterminées dans la région. En effet, si l'on prend en compte ces arguments, la composante dextre selon une direction NE-SO le long de la zone de Tucumán se manifeste depuis le Miocène supérieur. Par conséquent, les directions de raccourcissement NO-SE associées au décrochement peuvent localement précéder les orientations de raccourcissement E-O (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1987, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). D'un autre côté, d'éventuelles orientations E-O précoces peuvent subir des rotations sous l'influence de la composante décrochante dextre NE-SO. Ce scénario implique que les conditions décrochantes produisent un raccourcissement NO-SE et perturbent toutes les orientations de raccourcissement associées à la cinématique régionale, à la fois dans le temps et dans l'espace.

A la limite sud-est de la Puna, la convergence relative entre les plaques et l'effet latéral du haut-plateau doivent également perturber les orientations de raccourcissement observées dans le secteur (Fig. III.16 & Annexe 4), et influencer sur les variations cinématiques dans le temps et dans l'espace (Allmendinger, 1986; Allmendinger *et al.*, 1989; Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994). Les deux effets précédents peuvent expliquer les deux directions principales de raccourcissement régional, mais il n'est pas possible de déterminer dans quelles proportions.

Certaines interprétations ont attribué la distribution radiale des axes principaux de contraintes compressives autour du plateau à un effet local de ce dernier (Assumpção & Araujo, 1993). Dans la zone étudiée, deux directions de compression horizontale maximale, l'une EO et l'autre NO-SE caractériseraient le champ de contraintes régionales actuel. Assumpção & Araujo, (1993) attribuent la coexistence locale de ces deux orientations à la superposition de l'effet d'étalement gravitaire du plateau (compression NO-SE) sur le champ de contraintes intraplaque (compression EO à OSO-ENE). Les analyses de populations de failles dans le secteur montrent que l'écart angulaire moyen entre les deux familles d'orientations d'axes de raccourcissement est de l'ordre de 40°. Les seules rotations paléomagnétiques (30° maximum) ne peuvent pas expliquer une telle variation angulaire (Cladouhos *et al.*, 1994; Marrett *et al.*, 1994).

Selon nos observations, le raccourcissement NO-SE est dominant le long des limites de bassins orientées NE-SO parallèlement à la limite sud du plateau et à un faible angle de la zone de transfert de Tucumán. En revanche, les directions de raccourcissement d'orientation EO à ENE-OSO sont généralement observées le long des limites de structures sub-méridiennes et parallèles à ce segment de la chaîne andine. Cette distribution est compatible avec une interprétation en termes de superposition (1) d'un champ de déformation résultant de l'atténuation du développement du haut-plateau dans la zone de transfert de Tucumán, et (2) d'un champ de déformation associé à la cinématique régionale, c'est-à-dire à la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Si cette interprétation est juste, alors la direction de raccourcissement principal doit varier dans le temps et dans l'espace en fonction de l'importance relative des deux composantes. Une migration récente de l'épaississement crustal vers le Sud pourrait se traduire par une réduction de l'effet local du plateau et par conséquent par une réorientation des directions de raccourcissement NO-SE à travers les Sierras Pampeanas septentrionales pendant le Quaternaire. Marrett *et al.* (1994) soulignent que les effets du raccourcissement NO-SE auraient cessé plus tôt sur le Nord de la Puna qu'à sa limite sud. Les auteurs attribuent cette évolution à des variations latérales de la structure et de l'épaisseur de la lithosphère. D'autre part, des changements du taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud pourraient avoir accentué la composante de raccourcissement OSO-ENE au détriment de la composante de raccourcissement NO-SE.

L'effet local du haut-plateau sur les zones qui le bordent résulte probablement de l'étalement gravitaire sous l'action des forces de volume. Une extension N-S d'âge quaternaire a été mise en évidence au Sud de la Puna (Allmendinger *et al.*, 1989). Ce contexte d'extension N-S à également été décrit au Nord de l'orocline bolivien dans les Andes péruviennes (Sébrier *et al.*, 1985; Mercier *et al.*, 1992). Sébrier *et al.* (1985) et

Mercier *et al.* (1992) interprètent cette extension N-S d'âge pléistocène à actuel comme l'accommodation de l'étalement des hautes Andes sous l'effet des forces de volume dans une direction orthogonale à celle de la compression E-O prévalant au niveau de la limite des plaques et dans la zone sub-andine. Bien qu'elle soit apparemment limitée, l'extension N-S au Sud de la Puna doit être compensée latéralement par du raccourcissement dans des zones adjacentes plus modérément épaissies (Assumpção & Araujo, 1993). Ceci suggère que du raccourcissement N-S a peut-être été localement combiné au raccourcissement régional E-O dans les Sierras Pampeanas septentrionales pendant le Quaternaire.

IV.1.6. *Transpression et bassins compressifs*

Les bassins sédimentaires compressifs se développent dans un contexte tectonique dominé par un raccourcissement horizontal et un épaississement vertical de la croûte continentale (Annexe 1.4, Cobbold *et al.*, 1993). Le long de la limite méridionale de la Puna l'évolution des bassins intramontagneux est contrôlée par des conditions transpressives. Des bassins géométriquement très comparables se développant dans des contextes tectoniques similaires sont également observés en Asie centrale (Cobbold *et al.*, sous presse; Thomas, 1993; Thomas *et al.*, 1994). Les géométries caractéristiques des bassins de type transpressif ont été modélisées. J'ai réalisé des expériences analogiques reproduisant le comportement de la lithosphère dans un cas simple de transpression pour tester la géométrie, la distribution et l'évolution des structures compressives (Planche IV.1).

Les conditions expérimentales (taille du modèle) et les matériaux analogues employés (sable, silicone, miel) tentent de respecter les principes de dimensionnement (Ranalli & Murphy, 1986; Davy & Cobbold, 1991; Martinod, 1991). La lithosphère est modélisée par trois couches superposées: (1) du sable (croûte supérieure fragile, 8 mm), (2) une première silicone de faible viscosité (croûte inférieure ductile, 10 mm), (3) une seconde silicone de plus forte viscosité (manteau lithosphérique 12 mm). Ces couches flottent sur du miel représentant l'asthénosphère. Les rapports d'épaisseur des différentes couches modélisent une lithosphère dont le gradient thermique est intermédiaire (Davy & Cobbold, 1991).

Les conditions fixées aux limites du modèle sont transpressives. Deux vérins produisent un cisaillement simple dans le plan horizontal, alors que d'autres vérins imposent un raccourcissement du modèle dans la direction orthogonale à celle du cisaillement (Planche IV.1). En fait, ces conditions reviennent à la combinaison d'un cisaillement simple dans le plan horizontal (extension principale dans le plan horizontal)

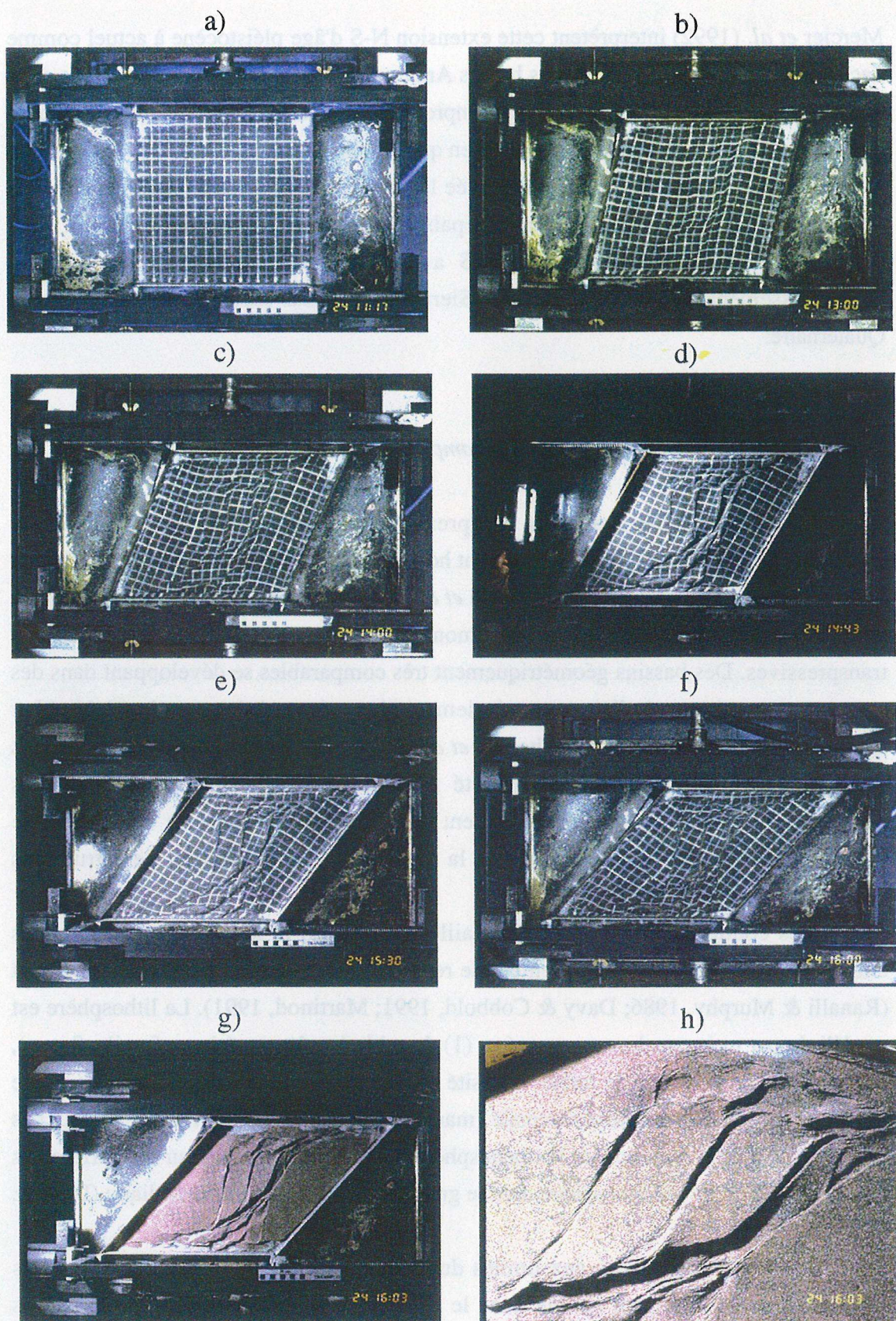


Planche IV.1. Expérience analogique en transpression (vues de dessus). Le modèle analogique (sable-silicone sur miel) est soumis à un cisaillement simple et à une compression orthogonale à la direction de cisaillement. La vitesse de cisaillement est trois fois la vitesse de compression. Entre le stade initial (stade a, 40x39 cm) et l'état final (stade f) la quantité de cisaillement accumulée est $\gamma=1,14$. Un réseau de décrochements conjugués et des rotations de blocs horaires accommodent la déformation du modèle. Les rejets varient le long des failles. Les blocs entretiennent des mouvements relatifs en ciseaux. Les bassins compressifs à la limite entre les blocs sont profonds et affectent la première couche de silicone (g et h).

et d'un cisaillement pur dans le plan vertical (extension principale verticale). Il n'y a pas de conservation de la surface du modèle. En revanche, le modèle s'épaissit.

L'expérience présentée correspond à une quantité de cisaillement trois fois supérieure à la quantité de raccourcissement (Planche IV.1). L'expérience montre le développement de structures décrochantes synthétiques dextres, puis antithétiques sénestres lors de la déformation du modèle. Les failles antithétiques dominent. Ces structures tournent et accommodent les rotations horaires des blocs qu'elles séparent (Planche IV.1, stades a à f). Les différents blocs sont affectés par une faible déformation interne. La déformation se localise en fait aux limites des blocs le long de failles inverses à forte composante décrochante et dont les rejets varient dans l'espace. Les blocs entretiennent des mouvements de ciseaux les uns par rapport aux autres. Les déplacements relatifs en ciseaux observés sur les modèles sont probablement contrôlés par les conditions transpressives. En effet, ce type de déplacements accommodés par des structures compressives le long desquelles les rejets sont variables n'est pas observé dans le cas de modèles soumis à des conditions de cisaillement simple (Gapais *et al.*, 1991).

Après retrait du sable, il est possible d'observer la surface de la silicone (Planche I.V, stades g & h). Il apparaît que certains des bassins compressifs affectent la première épaisseur de silicone (croûte inférieure ductile) et atteignent une profondeur très importante. Bien que l'expérience ne soit pas le cas naturel, elle montre que dans un contexte de transpression, les bassins compressifs jouent un rôle primordial dans l'accommodation de la déformation et de l'épaississement. Les principales caractéristiques du champ de déformation observées sont: (1) le développement d'un réseau de décro-chevauchements conjugués synthétiques et antithétiques, (2) l'existence de rotations rigides des blocs compatibles, (3) les mouvements relatifs en ciseaux des blocs les uns par rapport aux autres. La géométrie des structures reproduites par l'expérimentation en conditions transpressives et des structures naturelles sont absolument comparables, au facteur d'échelle près.

IV.1.7. Conclusions

L'activité tectonique responsable de l'évolution structurale de la limite méridionale de la Puna à la latitude de Tucumán et du front de la Précordillère à l'ouest des Sierras Pampeanas s'accroît du Pliocène à l'Actuel. Le front de déformation andine se propage d'Ouest en Est vers le bassin d'avant-pays à travers les Sierras Pampeanas depuis environ 10 Ma. La déformation du socle qui forme les Sierras est apparemment progressive et se décompose en stades successifs de plissement du socle cristallin sous l'effet d'un phénomène de flambage puis de fracturation permettant le soulèvement des Sierras. L'héritage structural paléozoïque et mésozoïque, la paléogéographie des bassins

anté-tertiaires et enfin la rhéologie de la croûte continentale déterminent probablement ce style de déformation impliquant le socle. Le degré croissant de développement des bassins compressifs depuis l'avant-pays vers le haut-plateau indique que ces structures accommodent les gradients d'épaississement crustal entre les deux domaines.

Dans les Sierras Pampeanas, le développement des bassins et des chaînons de socle implique une composante dextre le long des structures sub-méridiennes et parallèles à la Cordillère des Andes entre 22°S et 32°S. (1) Le rétrécissement des zones d'altitude élevée (2) la diminution de raccourcissement et d'épaississement crustal vers le Sud et (3) les variations de style tectonique dans l'avant-pays andin sont accommodés à la latitude de 27°S à travers une zone de transfert transpressive et dextre large d'une centaine de kilomètres.

Dans cette région, l'analyse cinématique suggère que deux champs de déformation interfèrent. L'un serait contrôlé par la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud et produirait un raccourcissement régional orienté ENE-OSO à EO. L'autre serait associé plus localement à la combinaison d'un effet d'amortissement du haut-plateau et de la transpression dextre le long de la zone de transfert de Tucumán. Ce champ de déformation se traduirait par un raccourcissement NO-SE restreint géographiquement à la zone de transfert de Tucumán. L'effet d'étalement du plateau et le décrochement dextre le long de la bordure méridionale de la Puna contribuent au raccourcissement NO-SE dans des proportions relatives qui ne sont pas connues.

IV.2. La place de la limite méridionale de la Puna (27°S) dans la géodynamique des Andes centrales

Le champ de déformation et la cinématique néogènes varient latéralement dans les Andes centrales et en particulier au niveau de la zone étudiée. Le champ de déplacement observé à la frontière entre la Puna et les Sierras Pampeanas septentrionales est compatible avec les modèles cinématiques proposés (Beck 1987; 1993; Beck *et al.*, 1993; Dewey & Lamb, 1992). Selon ces modèles, au Sud de 18°S, les structures sub-méridiennes devraient être dextres et les rotations de blocs horaires.

L'analyse des populations de failles suggère que les structures sub-parallèles à la chaîne admettent une composante dextre (Fig. IV.3). Les rotations associées à ce réseau de failles régionales sont horaires (Aubry *et al.*, 1996, Annexe 1.2). Ces rotations horaires observées dans le Nord-Ouest argentin (Aubry *et al.*, 1996, Annexe 1.2) complètent les résultats déjà disponibles (Allenby, 1987; Roperch & Carlier, 1992; Beck *et al.*, 1994; Rojas *et al.*, 1994; Beck *et al.*, 1995; MacFadden *et al.*, 1995) (Fig. IV.4).

La compilation des résultats paléomagnétiques à l'échelle des Andes centrales conforte le modèle de Beck (1987) selon lequel l'arcature de l'orocline est acquise depuis le Crétacé.

Au Sud de la latitude de Tucumán, les zones d'altitude moyenne supérieure à 3000 mètres se rétrécissent, l'épaisseur de la croûte continentale et les quantités de raccourcissement diminuent, le style tectonique change dans l'avant-pays. Ce passage latéral entre deux domaines caractérisés par des quantités de déformation continentale différentes est accommodé par une zone de transition majeure à l'échelle des Andes centrales: la zone transpressive dextre de Tucumán (Fig. IV.3). Dans cette zone les rotations horaires associées atteignent 30°.

Entre 15°S et 27°S, la déformation affecte une large bande de la bordure continentale. En revanche, dans la région des Sierras Pampeanas (27°S-33°S), la déformation continentale est plus modérée et affecte la bordure continentale sur une bande plus étroite (Isacks, 1988; Cahill & Isacks, 1992). Le raccourcissement E-O accumulé dans la partie centrale du haut plateau est environ trois fois supérieur à celui affectant la chaîne à la latitude des Sierras Pampeanas (Allmendinger *et al.*, 1990; Schmitz, 1994). Ces variations latérales de la quantité et du style de déformation seraient contrôlées par les propriétés mécaniques et en particulier par la rigidité flexurale de la lithosphère (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Coudert *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995). Le modèle de Watts *et al.* (1995) suggère une subduction continentale du craton brésilien sous le haut plateau entre 15°S et 27°S induisant le développement d'une tectonique de type *thin-skinned* dans la zone sub-andine (Fig. IV.5). Les données paléogéographiques suggèrent que ce bassin flexural s'est en fait développé sous la charge d'un bassin paléozoïque localisé entre 15°S et 27°S (Allmendinger *et al.*, 1983, Sheffels, 1990; 1995). L'absence de ce mécanisme de subduction continentale et d'une couverture sédimentaire anté-tertiaire épaisse au niveau des Sierras Pampeanas se traduit par une tectonique de type *thick-skinned* probablement précédée par un stade de flambage de la croûte continentale.

En résumé, la flexure et la subduction continentale du bouclier brésilien (Watts *et al.*, 1995) sont compatibles avec le modèle d'orocline bolivien proposé par Isacks (1988) et avec les modèles cinématiques des Andes centrales (Beck, 1987; 1993; Beck *et al.*, 1993; Dewey & Lamb, 1992). La direction et l'intensité de convergence relative entre les plaques de Nazca et Amérique du Sud sont constantes tout le long des Andes centrales. Elles se divisent en deux composantes: d'une part la vitesse de subduction de la plaque océanique, et d'autre part la quantité de déformation continentale (Fig. IV.6). Entre 15°S et 27°S, la composante de déformation continentale l'emporte (raccourcissement >300 km). Elle s'exprimerait par (1) le développement du haut plateau, (2) la flexure et la subduction continentale du bouclier brésilien sous la Cordillère et (3) le développement de la ceinture plissée de la zone sub-andine (Figs. IV.5 & IV.6). Dans ce segment la

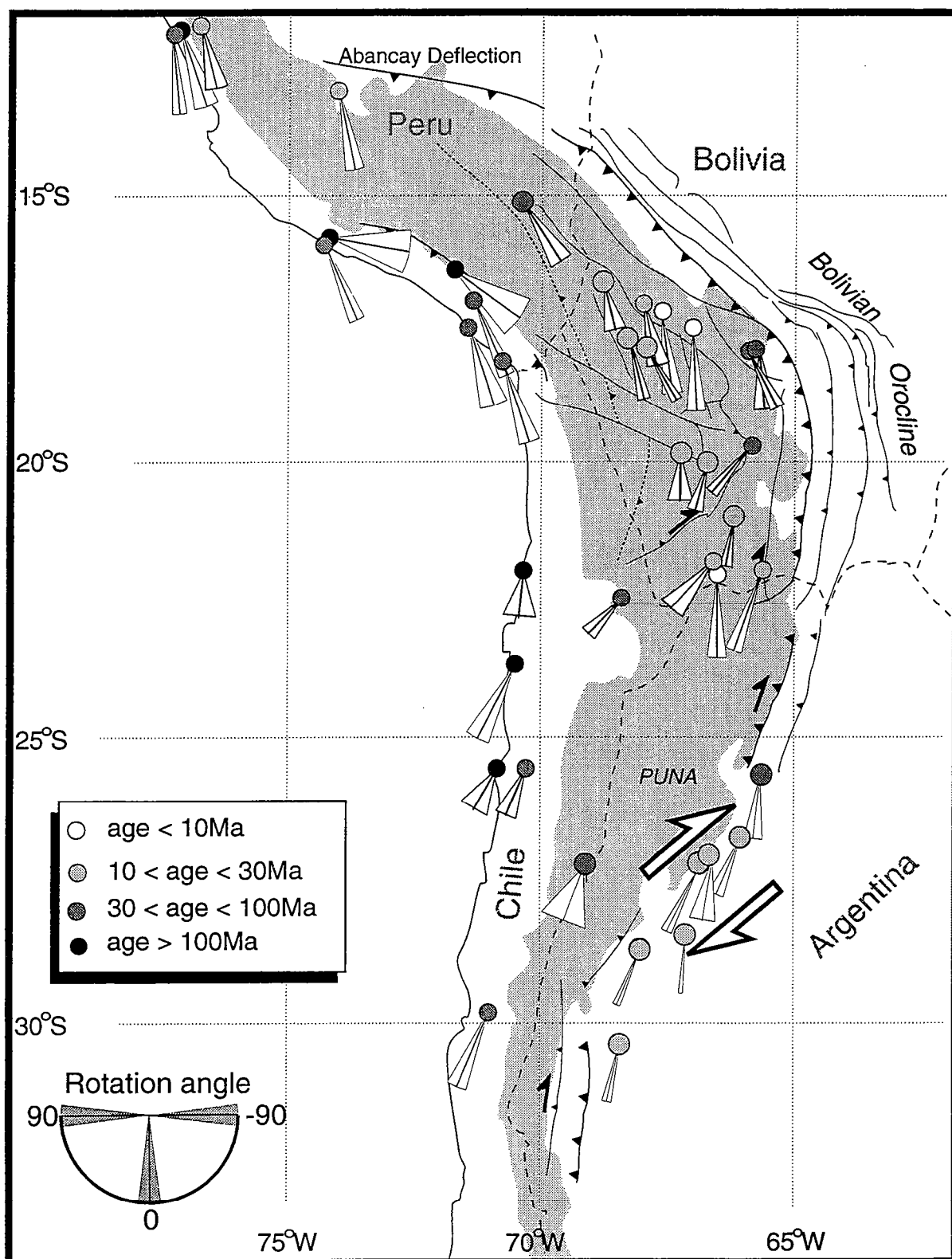


Figure IV.4. Compilation de résultats paléomagnétiques d'après Roperch & Carlier, 1992, et Aubry et al., 1995.

vitesse de subduction de la plaque Nazca est plus faible et le plan W-Benioff est incliné de 30° vers l'Est. En revanche, entre 27°S et 33°S la déformation continentale est plus modérée (raccourcissement <100 km), la haute chaîne est plus étroite et une tectonique de socle permet le développement des Sierras Pampeanas. La vitesse de subduction devrait être plus forte et le segment de la plaque Nazca est sub-horizontal. Ce modèle d'évolution est compatible avec des rotations horaires et des décrochements dextres, au Sud de 18°S et des rotations anti-horaires associées à des décrochements sénestres, au Nord de 18°S . De plus, ce modèle nécessite l'existence d'une zone de transfert à 27°S . La zone transpressive dextre de Tucumán assure la transition entre ces deux segments de la chaîne (Fig. IV.6). Si l'on tient compte de la symétrie de l'orocline bolivien par rapport à un axe orienté N080 à la latitude de 18°S , les conditions cinématiques de l'extrémité nord de l'Altiplano (15°S) devraient être équivalentes à celles de la limite méridionale de la Puna, mais sénestres (Fig. IV.6).

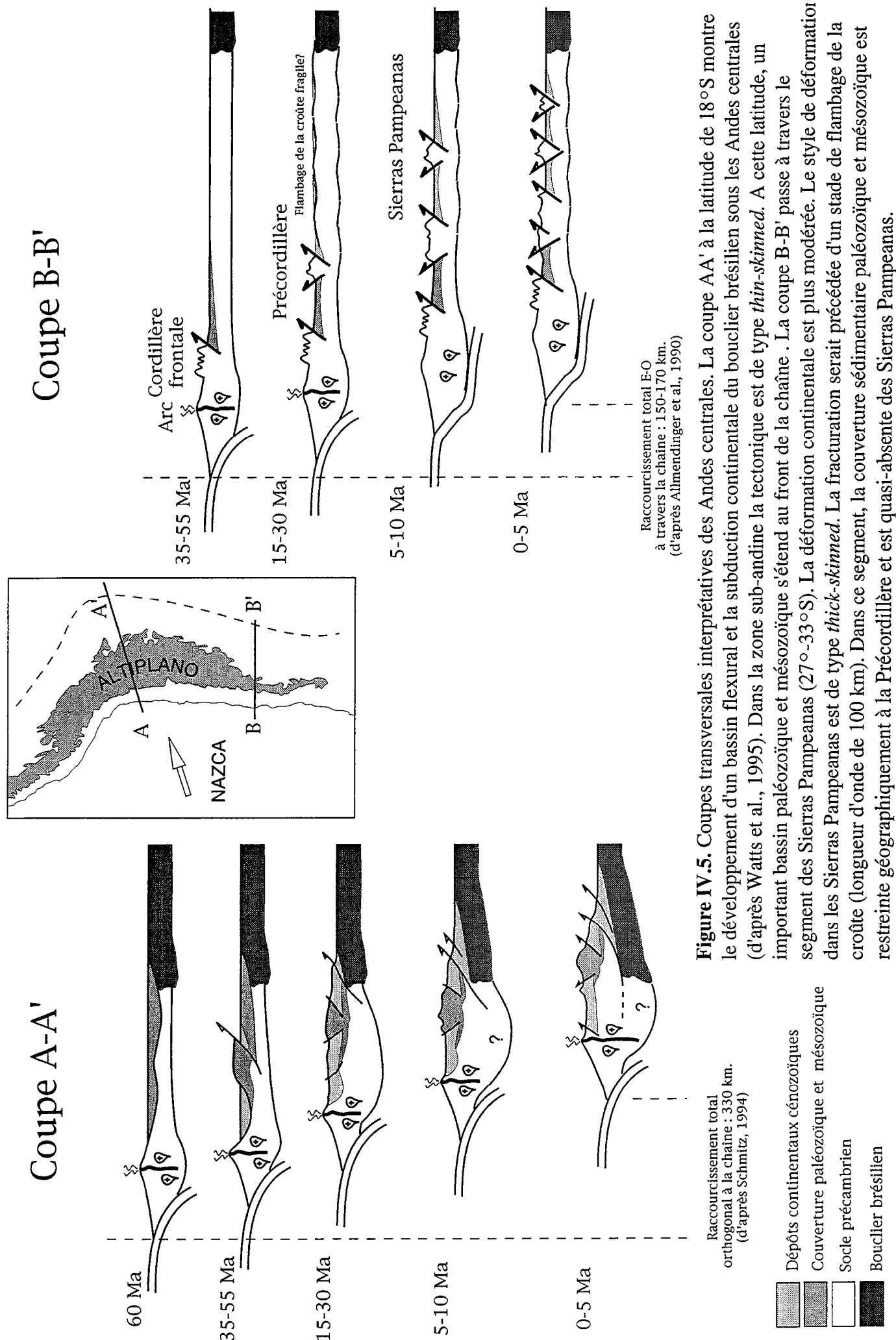


Figure IV.5. Coupes transversales interprétatives des Andes centrales. La coupe AA' à la latitude de 18°S montre le développement d'un bassin flexural et la subduction continentale du bouclier brésilien sous les Andes centrales (d'après Watts et al., 1995). Dans la zone sub-andine la tectonique est de type *thin-skinned*. A cette latitude, un important bassin paléozoïque et mésozoïque s'étend au front de la chaîne. La coupe B-B' passe à travers le segment des Sierras Pampeanas (27°-33°S). La déformation continentale est plus modérée. Le style de déformation dans les Sierras Pampeanas est de type *thick-skinned*. La fracturation serait précédée d'un stade de flambage de la croûte (longueur d'onde de 100 km). Dans ce segment, la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque est restreinte géographiquement à la Precordillère et est quasi-absente des Sierras Pampeanas.

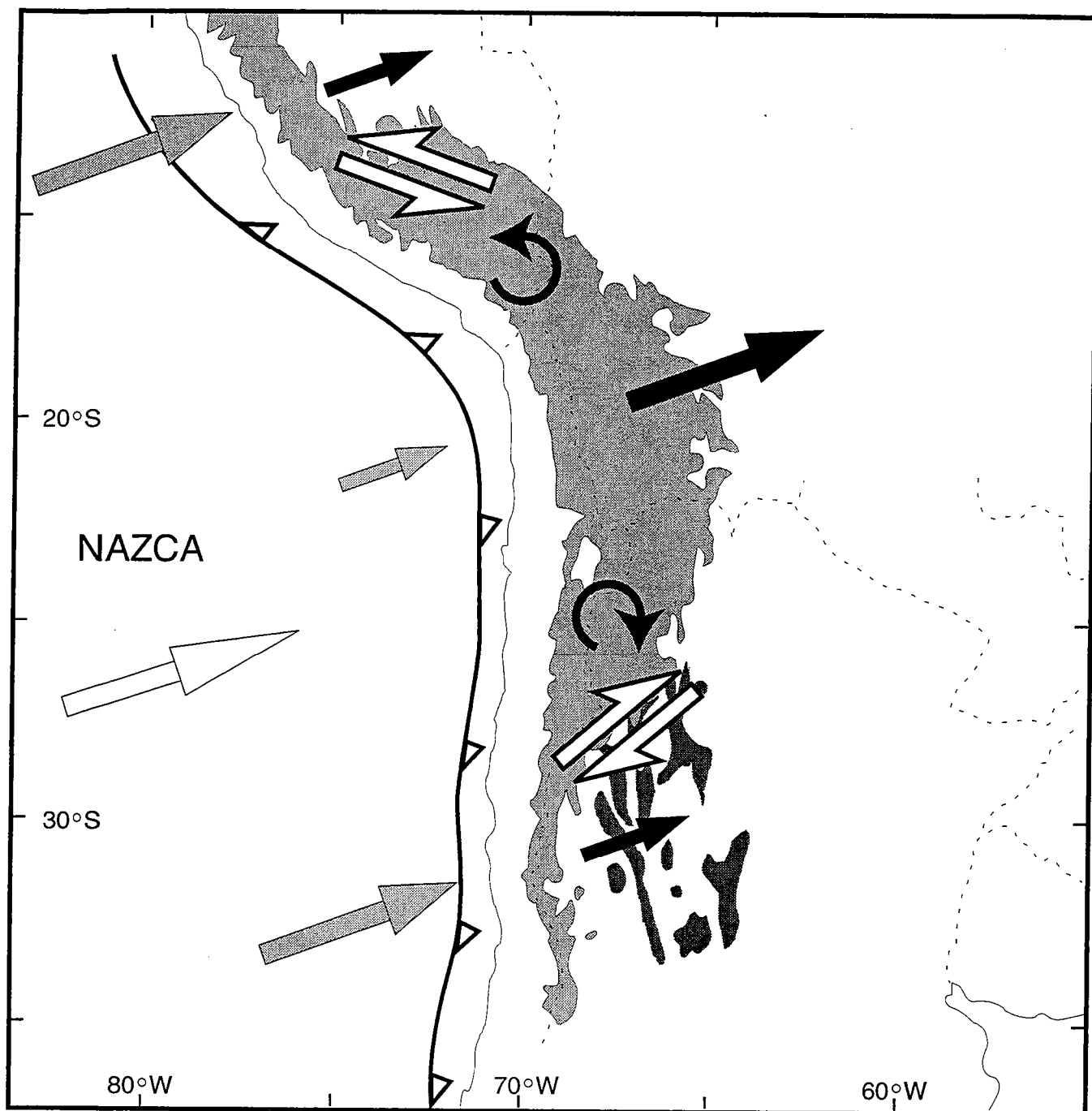


Figure IV.6. La convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (flèche blanche) est accommodée par la subduction le long de la fosse du Chili (flèches grises) et par la déformation de la plaque continentale. La quantité de déformation continentale varie latéralement. Cette variation serait compensée par les vitesses de subduction au niveau de la fosse. Le raccourcissement (flèches noires) est maximum au cœur de l'orocline (18°S) et diminue symétriquement au Nord et au Sud. La flexure du bassin d'avant-pays contribue au raccourcissement et à l'épaississement du segment central. Le passage vers les segments latéraux caractérisés par une déformation plus modérée, doit être accommodée par des zones de transfert dextre à 27°S et sénestre à 15°S. Les rotations de sens opposés de part et d'autre de l'axe de symétrie de l'orocline et les décrochements dans les zones de transfert aux extrémités du système sont compatibles avec les variations latérales de déformation crustale.

Conclusions générales

Les résultats de l'analyse structurales et cinématique de la limite méridionale de la Puna (27°S) produits lors de ce travail peuvent être intégrés à l'échelle de l'orocline bolivien. Les événements tectoniques enregistrés sont d'âge néogène, et probablement plus récents que 10 Ma. Les conclusions que cette analyse me permet de tirer concernent (1) les variations latérales de la quantité de déformation et des conditions cinématiques le long de la Cordillère, (2) les processus d'épaississement crustaux et (3) l'influence du plateau andin sur la cinématique régionale intraplaque.

Cinématique néogène de l'orocline bolivien

Le champ de déformation et la cinématique néogènes de la limite méridionale du haut-plateau (27°S) indiquent que cette région est une transition majeure à l'échelle des Andes centrales. Le champ de déplacements relatifs et le champ de déformation finie obtenus numériquement par la restauration de la région, les résultats de l'analyse des populations de failles, et les rotations paléomagnétiques (Aubry et al., 1996, Annexe 1.2) sont cohérents. Pendant le néogène, des rotations de blocs horaires sont associées à une composante décrochante dextre sub-parallèle à la chaîne. Ces rotations sont accentuées par les conditions transpressives dans la zone de transition de Tucumán. Le champ de déformation finie et les déplacements relatifs observés sont compatibles avec les modèles cinématiques proposés (Beck 1987; 1993; Beck *et al.*, 1993; Dewey & Lamb, 1992). En outre, la bonne corrélation entre les résultats des méthodes d'analyse indépendantes employées suggère que le champ de déformation finie hétérogène accumulé dans la région doit résulter d'une seule déformation progressive.

La déformation finie et les déplacements accumulés à la frontière entre la Puna et les Sierras Pampeanas septentrionales résultent de l'accommodation des variations d'épaississement et de raccourcissement de la croûte continentale entre deux segments des Andes centrales. Entre 15°S et 27°S, au niveau du haut-plateau la déformation continentale se traduit par le développement d'une zone anormalement épaissie, un fort raccourcissement régional et la flexure du bouclier brésilien sous la chaîne (Watts et al., 1995). Entre 27°S et 33°S la déformation est plus modérée. Le développement de cette transition à la latitude de Tucumán est probablement contrôlé par les propriétés mécaniques de la lithosphère (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Coudert et al., 1995; Watts *et al.*, 1995) et par la paléogéographie (Allmendinger et al., 1983, Sheffels, 1995).

De part et d'autre d'un axe de symétrie parallèle à la direction de convergence et passant par 18°S, la diminution latérale de la quantité de déformation continentale est accommodée par des champs de déplacements de sens opposés (Isacks, 1988; Beck,

1987; 1993; Beck *et al.*, 1993; Dewey & Lamb, 1992). En outre, dans l'avant-pays, les limites du bassin flexural sont marquées par un changement de style structural et par des zone de transfert. La zone de Tucumán s'inscrit donc dans un modèle de développement symétrique de l'orocline bolivien.

Processus d'épaississement crustal

Le modèle de flexure et de subduction continentale du bouclier brésilien sous les Andes Centrales (Watts *et al.*, 1995) a également des implications en termes de processus d'épaississement crustal. L'enfouissement du craton brésilien sous la Cordillère au niveau du bassin flexural entre 15°S et 27°S produit *de facto* un doublement de l'épaisseur crustale. Ce modèle structural d'épaississement crustal a été décrit par Bally (1981) et est le principal mécanisme d'épaississement dans la chaîne himalayenne (Klootwijk *et al.*, 1985; Mattauer, 1986). L'étude structurale de la frontière entre la Puna et les Sierras Pampeanas septentrionales a montré que les bassins compressifs néogènes contribuent dans une proportion non négligeable à l'épaississement crustal. En effet, leur degré de développement est croissant depuis l'avant-pays modérément déformé vers la Puna fortement épaissie. L'épaississement crustal est donc partiellement accommodé par les bassins compressifs distribués sur toute la largeur de la Puna et sur sa limite. La plupart des modèles proposés pour rendre compte de l'altitude anormalement élevée du haut-plateau andin favorisent à juste titre une prédominance de l'épaississement crustal tectonique associé ou non à un amincissement du manteau lithosphérique (Bally, 1981; Jordan *et al.*, 1983a; 1983b; Suárez *et al.*, 1983; Allmendinger, 1986; Schmitz, 1994).

Influence de l'Altiplano-Puna sur la cinématique intraplaque

Quel que soit le processus d'épaississement ayant entretenu le soulèvement de l'Altiplano-Puna, ce dernier constitue un excès topographique qui doit engendrer des perturbations à son voisinage. L'analyse des populations de failles suggère très fortement qu'à la limite méridionale du haut-plateau, deux champs de déformation interfèrent depuis au moins le Miocène supérieur. Le champ de déformation régional résultant de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est caractérisé par un raccourcissement régional orienté ENE-OSO à EO. Il est localement perturbé par un champ de déformation associé à un effet d'amortissement du haut-plateau vers le Sud-Est. Cette interférence locale se superpose au décrochement le long de la zone de transfert de Tucumán. Ces deux effets produisent conjointement un raccourcissement localement orienté NO-SE. L'étalement du plateau sous l'effet des forces de volume est également décrite dans les Andes péruviennes, au Nord de l'orocline bolivien (Sébrier *et al.*, 1985;

Mercier *et al.*, 1992). Cet étalement se traduit entre le Pleistocène et l'Actuel par une extension N-S parallèle à la chaîne sur le plateau et par un contexte compressif dans la zone sub-andine. La distribution radiale des directions de contraintes maximales le long de la bordure du plateau andin (Assumpção & Araujo, 1993) suggère que cet effet local du plateau sur la cinématique intraplaque est encore actif.

Annexe 1

Publications :

Annexe 1.1.

Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna plateau, NW Argentina. M. de Urreiztieta, D. Gapais, C. Le Corre, P.R. Cobbold, E.A. Rossello. 1996. Tectonophysics, VOL. 254: 17-39..

Annexe 1.2.

A paleomagnetic study along the south-eastern edge of the Altiplano-Puna: Neogene tectonic rotations. L. Aubry, P. Roperch, M. de Urreiztieta, E.A. Rossello, A. Chauvin. Journal of Geophysical Research, Accepté, Mars 1996.

Annexe 1.3.

El límite entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Andes Centrales de Argentina): Consecuencias tectónicas y topográficas regionales. E.A. Rossello, M.E. Mozetic, P.R. Cobbold & M. de Urreiztieta. IX° Congreso Latino Americano de Geología, CARACAS (Venezuela), Novembre, 1995.

Annexe 1.4.

Sedimentary basins and crustal thickening. P.R. Cobbold, P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas, J.J. Tondji Biyo, M. de Urreiztieta, 1993. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath and C. Puigdefabregas (Editors), Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution. Sedimentary Geology, 86 77-89.

Annexe 1.1.

Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina.

M. de Urreiztieta¹, D. Gapais¹, C. Le Corre^{1,2}, P.R. Cobbold¹ and E. Rossello

¹ *Géosciences Rennes, CNRS (UPR. 4661), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.*

² *CONICET and Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, República Argentina.*

ABSTRACT

In northwestern Argentina is the southern edge of the Altiplano-Puna, the most remarkable positive topographic anomaly (average altitude > 3700 m) of the Andean chain. To the South are the Sierras Pampeanas, a less elevated domain made of alternating compressive basins and ranges developed during the Cenozoic. At about 27°S, the transition between the Puna and the Sierras Pampeanas coincides with a substantial narrowing of the high chain and with a change in the dip of the Pacific subduction zone (Nazca plate) from 30°E below the plateau, to subhorizontal below the Sierras Pampeanas. We argue that this structural transition which can be identified at the scale of the Andean topography, is a major dextral transpressional transfer zone, the Tucumán Transfer Zone. In this region, ENE-WSW to EW subhorizontal shortening related to bulk convergence between the Nazca and South America plates interferes with NW-SE subhorizontal shortening strains, due to lateral influence of changes in the amount of crustal thickening on intraplate kinematics. Structural observations, digital mapping, Spot satellite images and a microtectonic analysis of fault populations provide general insights into the Neogene kinematic evolution of transpressional basins and ranges, at the edge of the Puna.

Avec l'aimable autorisation d'Elsevier Science

Introduction

Along the Andes, variations in tectonic style coincide with changes in the geometry of the subducted Nazca plate (Jordan et al., 1983), and in regional kinematics, reflecting changes in the obliquity of the convergence direction with respect to the strike of the continental margin (Beck, 1987; Dewey and Lamb, 1992). Within the chain and its eastern foreland, current principal compressive stresses trend WSW-ENE to EW (Assumpção, 1992; Zoback, 1992), subparallel to the convergence vector between Nazca and South America plates (Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990). According to kinematic reconstructions, the convergence direction has remained rather steady during the last 50 Ma (Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990; Pardo-Casas and Molnar, 1987). Fault patterns in Peru and Bolivia (Mercier et al., 1992), in Northwestern Argentina (Allmendinger et al., 1990; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994), and in Northern Chile (Flint et al., 1993; Reutter et al., 1991), have recorded WSW-ENE to EW compressional events during Cenozoic times.

Angular relationships between the continental margin and the convergence direction are expected to result in components of wrenching along strike, dextral to the North of 6°S, sinistral between 6°S and 20°S, and again dextral further South (Beck, 1987; Dewey and Lamb, 1992) (see Fig. 1). Partitioning between motions normal and parallel to the trench may vary and may control changes in tectonic styles and amounts of crustal shortening throughout the Andes (Dewey and Lamb, 1992). The Altiplano-Puna is the main topographic anomaly of the Andes which are widest and thickest where the angle between trench and convergence vector is a maximum (Fig. 1). Another important question addressed by Isacks (1988), Dewey and Lamb (1992) and Gephart (1994) is the influence of topography on Andean kinematics. Assumpção and Araujo (1993) have recently documented a fanning of maximum horizontal stresses around the Altiplano, consistent with the arcuate shape of its eastern boundary (Fig. 1, Inset). They attributed this pattern to spreading stresses of the plateau, which may locally exceed the regional stresses related to plate-driving forces. A comparable radial pattern is observed along the Himalayan arc, both for stresses deduced from focal mechanisms (Tapponnier et al., 1986) and for finite strains accumulated within the chain (Mattaue, 1986).

Zones across which the tectonic style changes are of particular interest for Andean kinematics. In northwestern Argentina, the transition at 27°S between the Puna and the Sierras Pampeanas is expressed by a strong narrowing of the high Andean chain (see the 3000 m contour on Fig. 1) and by the offset of the East-verging thin-skinned thrust systems bounding it. To the North, the main frontal thin-skinned thrust zones are east of the plateau, along the Cordillera Oriental and the Subandean zone, at about 700 km from the Chile trench; whereas to the South, they are west of the Sierras Pampeanas, along the Precordillera, about half-way as far from the trench (Fig. 1). Between 27 and 33°S, the easternmost Andean domain consists of a thick-skinned thrust system of moderate topography: the Sierras Pampeanas province. This major structural change in the style of foreland deformation coincides with a change in the dip of the subducting Nazca plate, from 30°E below the high plateau to subhorizontal below the Sierras Pampeanas (Isacks and Molnar, 1971; Barazangi and Isacks, 1976; Allmendinger et al., 1983; Cahill and Isacks, 1992). From the lack of Upper Cenozoic andesitic volcanism between 27° and 33° South, shallowing of the Nazca plate slab may have occurred around 10 Ma ago (Jordan et al., 1983; Kay et al., 1991). The NE-SW trending transition zone between the Puna and the Sierras Pampeanas (Fig. 1) has been described as the "Tucumán lineament" (Mon, 1976). Jordan et al. (1983) postulated that dextral strike-slip has occurred along this zone. Allmendinger (1986), Allmendinger et al. (1989), Cladouhos et al. (1994) and Marrett et al. (1994) studied faults in the southern part of the Puna and at its boundary, in the northernmost part of the Sierras Pampeanas.

The purpose of this paper is to investigate and discuss the Neogene kinematics in a zone of about 60,000 km², South of the edge of the Puna. Field observations, original data from digital mapping, SPOT satellite images, and analysis of fault populations are used to document dextral transpression in the area.

Regional geology

The Sierras Pampeanas (Fig.1) form the easternmost geological province of the Andean chain between 27° and 33° South (Stelzner, 1923). They are located South of the Puna, the Cordillera Oriental, and the Subandean and Santa Bárbara thrust systems (Fig. 1). At their western boundary

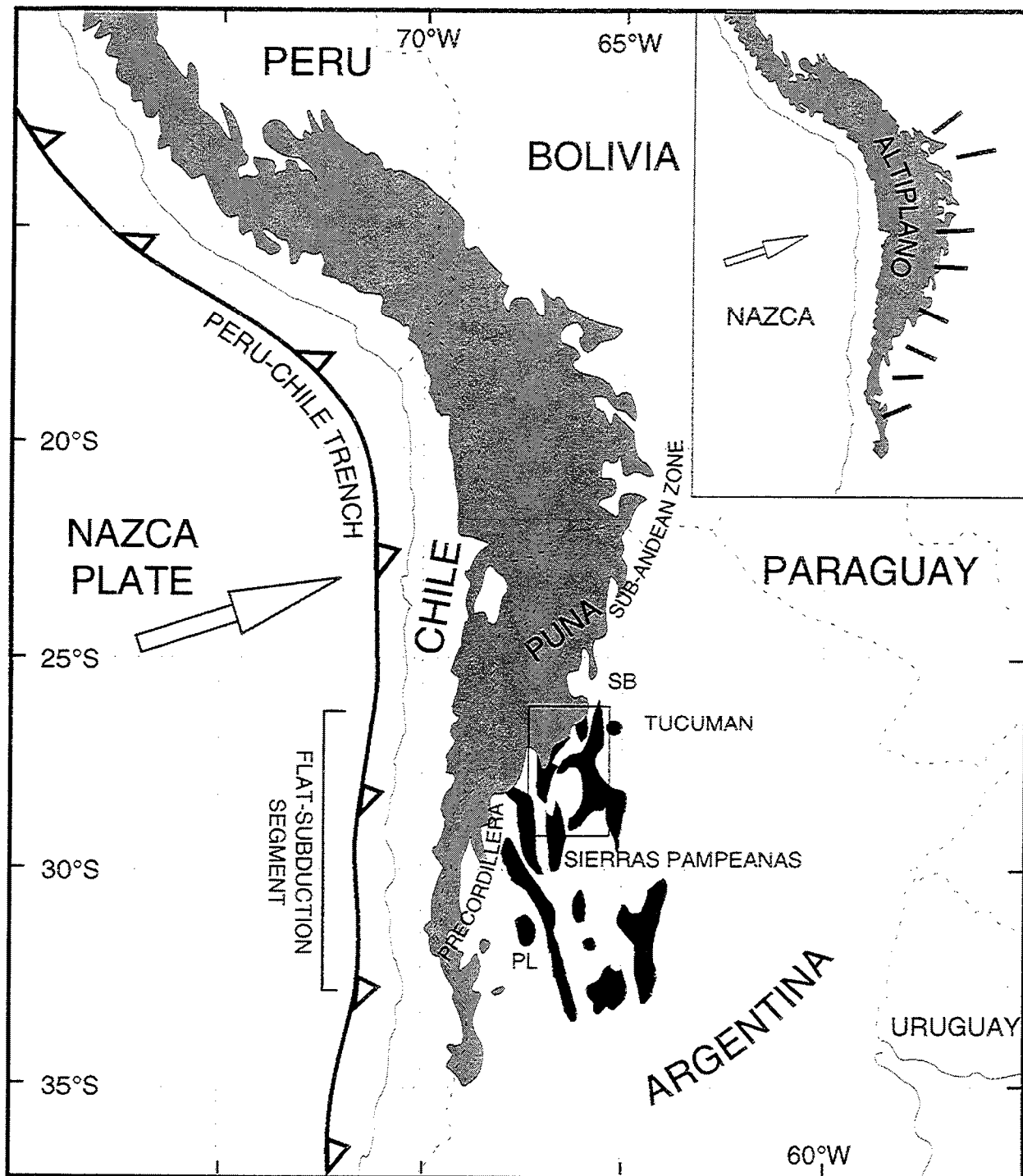


Figure 1. Schematic map showing location of the Sierras Pampeanas (basement ranges are in black) at the southeastern edge of the Altiplano-Puna (grey, altitudes over 3000 m). The Sierras Pampeanas province lies above a sub-horizontal segment of the Nazca slab and coincides with a reduction in width of the high Andean chain, from about 700 km (Chile trench to Subandean zone, North of 27°S) to 350 km (trench to Precordillera). The direction of Nazca relative motion (white arrow) is from the global plate motion model NUVEL-1 of Gripp and Gordon (1990). Mean principal horizontal compressive stresses in the vicinity of the Altiplano (thick lines, inset) are deduced from analysis of focal mechanism data by Assumpção and Araujo (1993). Area studied (rectangle) is SW of Tucumán. Sierra PL, Pie de Palo range; SB, Santa Bárbara thrust system.

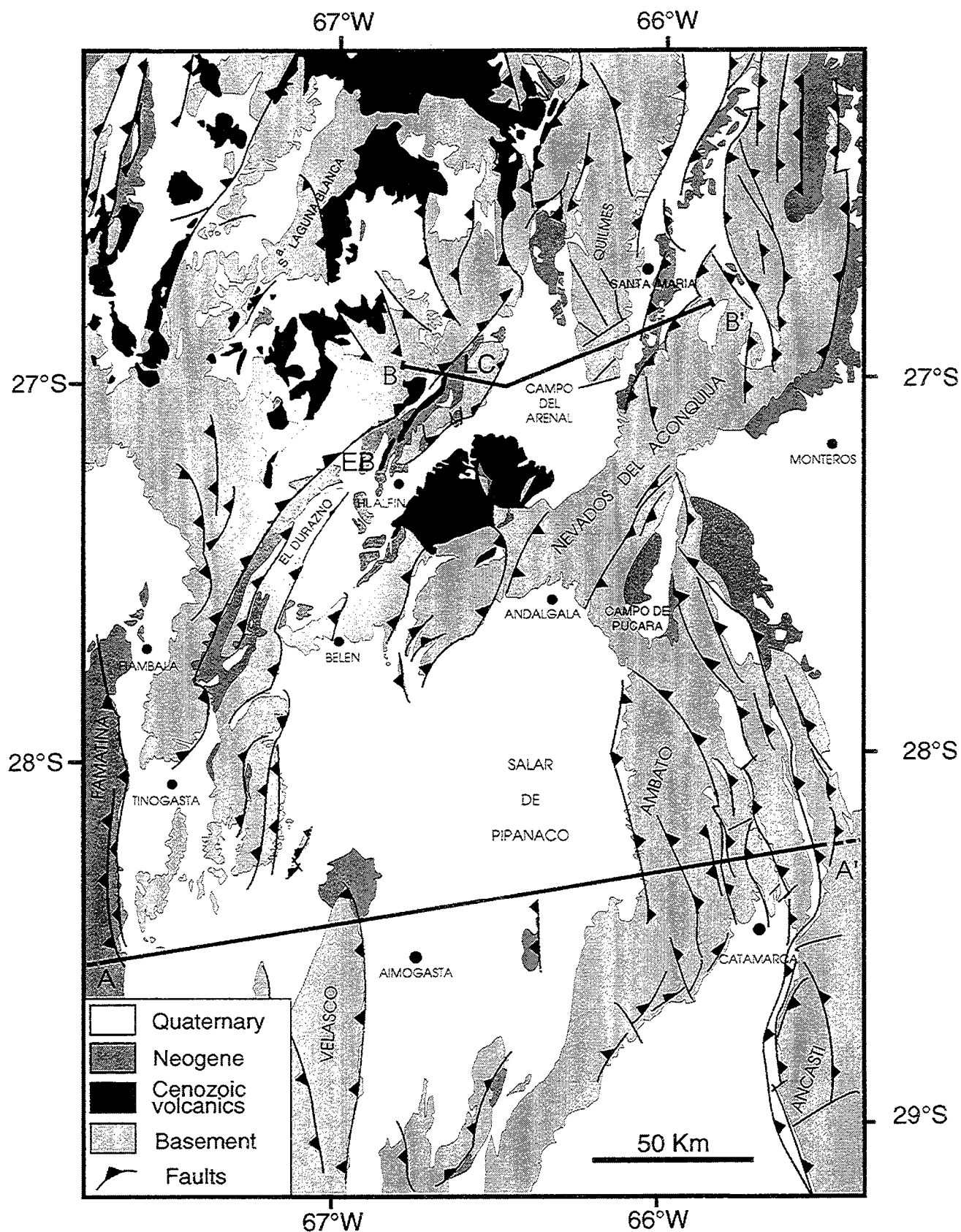


Figure 2. Schematic geological and structural map (Mercator projection) of area studied, showing basement ranges, basins with Neogene and Quaternary sediments and Cenozoic volcanics. Major reverse faults are from Jordan and Allmendinger (1986), and our own observations (black triangles are on thrust hangingwalls and point in thrusting direction). For sections (A-A', B-B'), see Fig.5. West of Campo del Arenal are El Bolsón basin (EB) and Las Cuevas range (LC).

is the Precordillera thrust and fold belt (Fig. 1). The Sierras Pampeanas consist of basement ranges, bounded by high-angle thrusts, separating Neogene compressional basins (Fig. 2) (González Bonorino, 1950a; Caminos, 1979; Jordan et al., 1983; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1990; Mon et al., 1990). The ranges are made of Proterozoic to Paleozoic granitic and metamorphic rocks, and of early Palaeozoic sediments (Caminos, 1979; Garrasino, 1985; Toselli et al., 1992). The northwestern Pampean Ranges, around Pipanaco basin (Fig. 2), belong to a NNW-SSE trending area, located between the Precordillera and the Subandean zone (Fig. 1), and marked by a lack of Upper Paleozoic and Mesozoic sequences (Jordan et al., 1989). Basins contain Miocene to Recent sequences of volcanic or continental detrital origin and of variable thicknesses. They lie on a basement peneplain surface (González Bonorino, 1950a) formed after the Middle Paleozoic and frequently exhumed on the ranges (Jordan and Allmendinger, 1986; Jordan et al., 1989).

In the northwestern Sierras Pampeanas, the Neogene sequence has been divided into three main units (González Bonorino, 1950b), defined in El Bolsón valley (Fig. 2). The lowermost unit (the Calchaquense) is 500m to 750m thick and overlies the erosional surface of Hualfín Range. It is considered to be Miocene in age. It consists mainly of fine red sandstones and pelitic horizons, sandstones and conglomerates becoming more common towards the top of the unit. The second unit, a volcanoclastic breccia, is not represented throughout the whole Sierras Pampeanas Province. It is well exposed in the El Bolsón section, where it is 100m to 200m thick. The uppermost unit (the Araucanense) is about 4000m thick. It consists of a coarse basal conglomerate, overlain by a series of alternating sandstones and conglomerates. Large dune bedding is common. K-Ar dating on mineral separates have been made on interbedded ashes and tuffs (Marshall and Patterson, 1981; Butler et al., 1984; Linares and González, 1990). The oldest tuffs dated within the Araucanense Formation are Late Miocene in age (6.70 ± 0.05 My., Butler et al., 1984) and the youngest ashes have yielded Mid-Pliocene ages (3.53 ± 0.04 My., Marshall and Patterson, 1981). Stratigraphic correlations between El Bolsón basin and neighbouring basins also locate the Araucanense within the Pliocene (Bossi and Palma, 1982). Lithological variations occur from one intermontane basin to another (Bossi and Palma, 1982; Malizzia, 1988); but the succession of red Miocene beds (Calchaquense covering the erosion surface) and pale Pliocene layers (Araucanense) is typical of the Sierras Pampeanas.

Throughout the whole region, the Neogene sedimentary cycle shows an overall upward coarsening of continental sequences, with increasing bed thicknesses (Malizzia, 1988). At the southern boundary of the Puna, the sedimentary sequence terminates with coarse conglomerates (Punaschotter) of uppermost Pliocene to Quaternary age (Penck, 1920; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989).

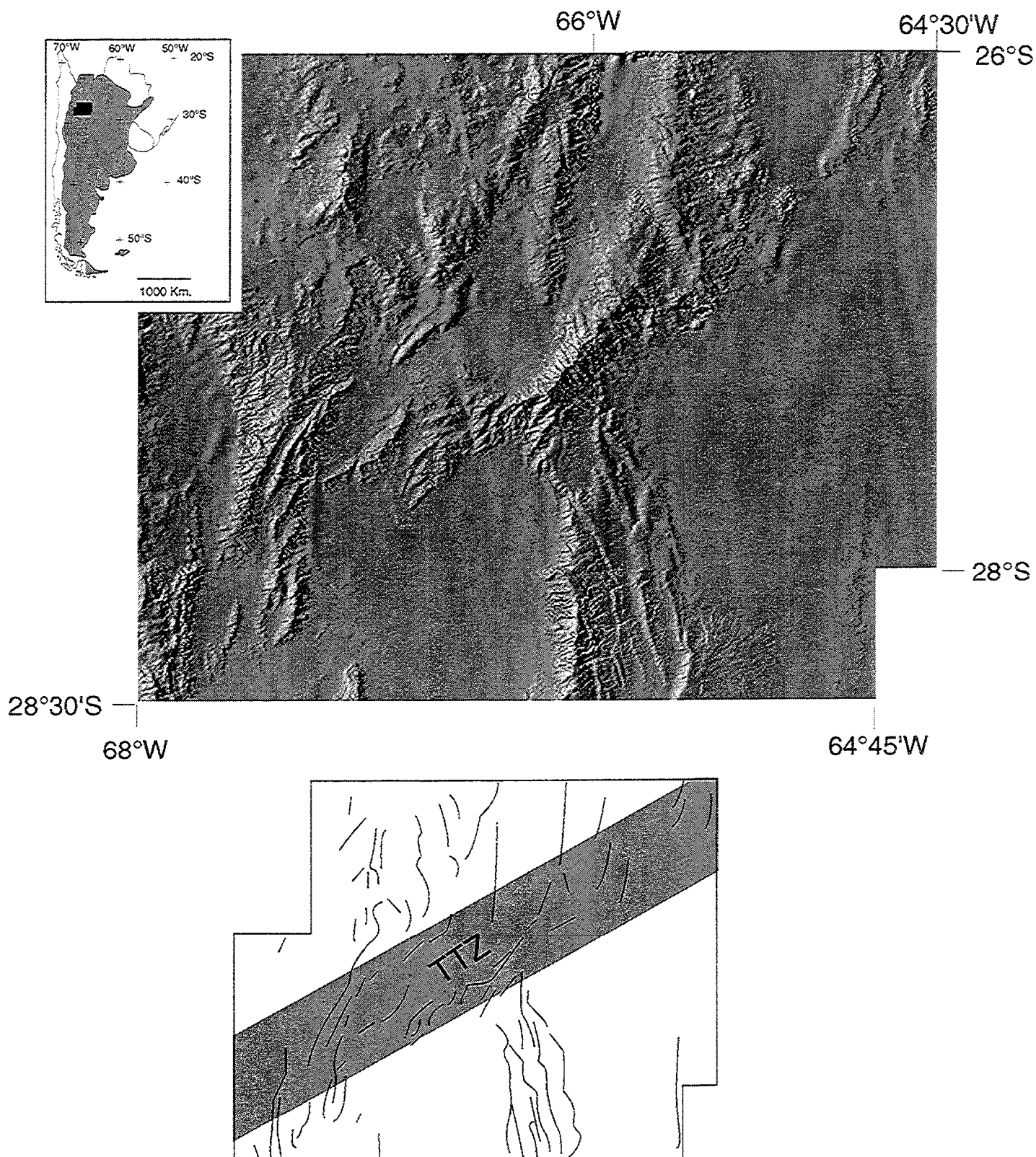
The overall thickness of Neogene basin infilling tends to increase from the SE part of the area to the Puna boundary. It reaches more than 5000m in Santa María area (Bossi et al., 1987), about 4500m in El Bolsón (Allmendinger et al., 1989), and 3000m in El Bolsón de Fiambalá (Bossi et al., 1989). At the Puna boundary, the basement is offset vertically by as much as 6000 meters, taking into account the eroded portion of the uplifted block. Farther South, the Neogene is thinner. In Pipanaco depression, the Araucanense (Salicas Formation) is only about 500m thick (Sosic, 1972; 1973). In the Ambato-Ancasti area, Neogene deposits are thin or absent (Fig. 2).

Topography

Isacks (1988) has emphasized the close relationships between regional topography and tectonics along the Andean chain. In order to quantify how changes in tectonic style across the edge of the Puna are expressed in terms of local topography, we have constructed digital topographic images of an area covering $2^{\circ}30'$ in latitude (277.5 km) and $3^{\circ}30'$ in longitude (315.3 km). Altitudes were sampled at 208,000 points on topographic maps of the region, published by the Instituto Geográfico Militar at scales of 1/200,000 and 1/250,000 (Fig. 3a). The average density of sampling is 2.5 points per square kilometer. It is higher in areas of uneven relief, and also in the southern zone (more than 3 points per square kilometer), because data came from maps at 1/200,000. After digitization, data were re-sampled on an interpolated grid with regular spacing of 126 meters.

On the digital map, there is a close correlation between the topography of basins and ranges and the regional thrust pattern (Figs. 2 and 3). North of 27° S, basins and ranges trend N to NNE, examples being the Sierras de Laguna Blanca and Quilmes (Fig. 2). South of $27^{\circ}30'$ S, they trend N

Figure 3. Digital topographic images. Inset map (a) locates mosaic of topographic maps published by the Instituto Geográfico Militar at 1/250.000, Santa María (2766-I), Tucumán (2766-II), Belén (2766-III), Concepción (2766-IV), Fiambalá (2769-III,IV), Tinogasta (2969-II); at 1/200.000, Tinogasta (14d), Pipanaco (14e), Catamarca (14f), El Alto (14g). Digital relief map (b), artificially lighted from West, shows (1) general decrease in altitude, from average of over 3700 m (NW), to 230 m in Chaco-Pampean plain (SE), (2) tilting of erosion surface around Pipanaco depression (SW corner) and (3) block faulting. Crests of ranges (c), are strongly disrupted within the Tucumán Transfer Zone (grey strip labelled TTZ).



to NNW, examples being Sierras de Velasco, Ambato-Ancasti and the eastern part of Famatina range (Fig. 2). In the intermediate region we call the Tucumán Transfer Zone, trends of basins and ranges are anomalous (Fig. 3c). The crests of ranges Hualfin-Las Cuevas, El Durazno, Nevados del Aconquija and Belén strike NE to ENE (Figs. 2 and 3c).

Between the Puna and the Sierras Pampeanas, the relief decreases southeastwards by steps (Allmendinger et al., 1989, Fig. 13). Both a relief map (Fig. 3b) and a perspective view (Fig. 4a) show maximum elevation in the Northwestern quadrant, where the Puna has an average altitude of more than 3700m, and a maximum altitude of 5946 m in the Sierra de Laguna Blanca (Fig. 2). At the plateau boundary, altitudes vary from 2500m for Campo del Arenal basin to 5550 m for the top of the Nevados del Aconquija. The next step is the Salar de Pipanaco basin (800 m), bounded to the southeast by the Ambato range (4517 m). The easternmost and lowest area is the beginning of the Chaco-Pampean plain, at 230 m above sea level. From the digital topographic image, a histogram of altitude versus area of flat topography was calculated (Fig. 4b). Peaks on the histogram indicate basins. Four main basin levels appear clearly. The histogram further shows that the decrease in basin altitude, from Puna average elevation to Chaco-Pampean threshold, is accompanied by an increase in basin area. Major steps in basin altitude are bounded by topographic features striking NE-SW (Puna boundary, Aconquija-Sierra de Belén, southern edge of Pipanaco basin) (Fig. 3b).

The late Paleozoic erosion surface, which is widely exposed on the tops of the ranges, can be easily identified on satellite images (Jordan and Allmendinger, 1986; Strecker et al., 1989) and digital maps (e.g. Fig. 5, digital landscape). Its attitude varies consistently according to the geometry of basins and ranges, and especially their symmetry. For example, on the eastern margin of the Pipanaco basin (Ambato-Ancasti area, Fig. 5a), the erosion surface dips 8° East and outlines a series of tilted blocks, separated by westward verging thrusts. The faulted margins of these blocks are marked by sharp topographic changes. The relief varies along block margins, vanishing at the southern ends of blocks, and reaching more than 1000 meters at the northern ends (Fig 5a). The erosion surface dips eastwards on the eastern side of Pipanaco basin, and westwards on its western side (Fig. 5a). This gives the Pipanaco basin a certain degree of symmetry (Fig. 5a). In contrast, other basins are strongly asymmetric (Fig. 5b).

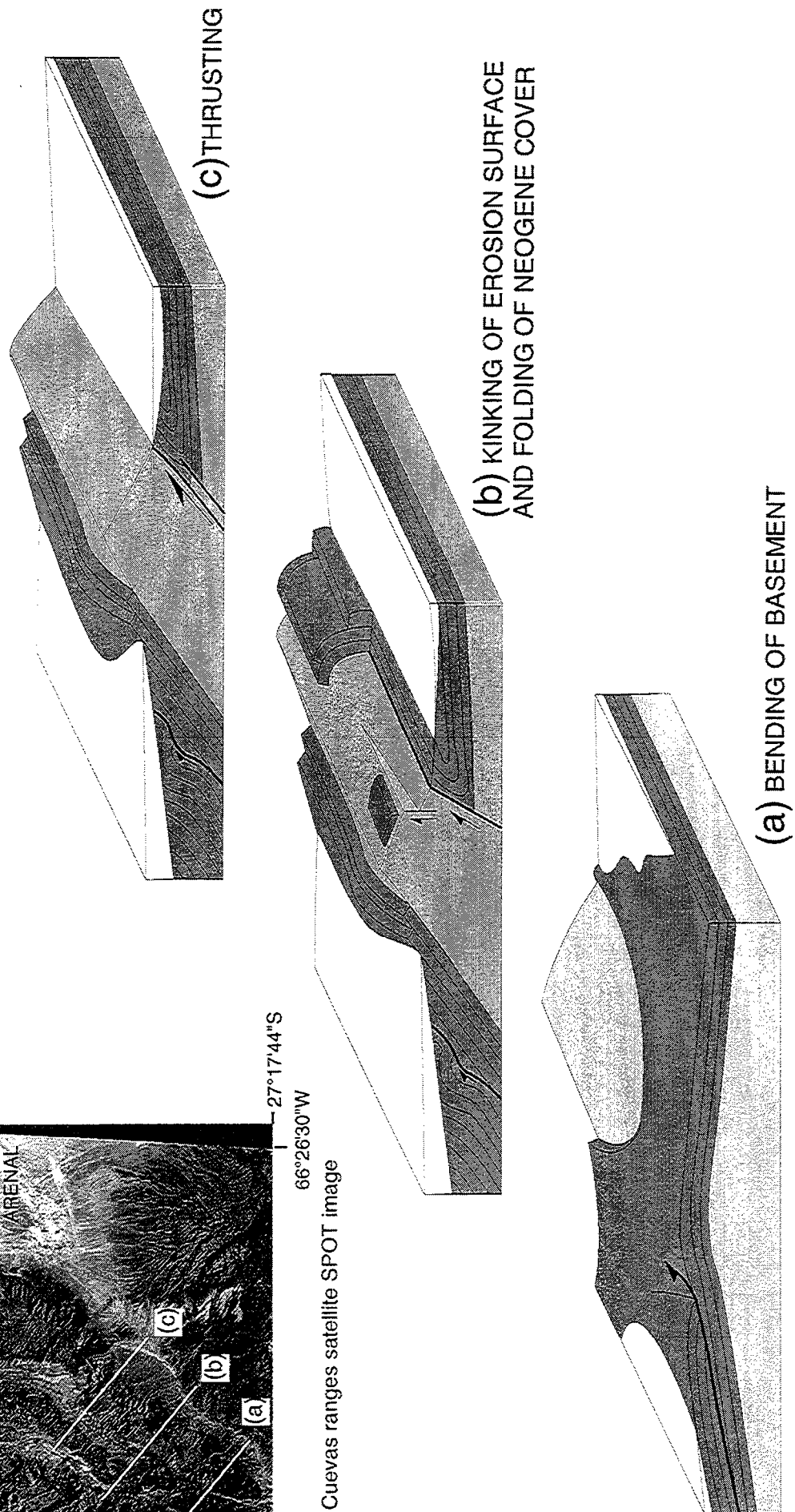
Structural patterns

Neogene reverse faulting is predominant in the Sierras Pampeanas (González Bonorino, 1950a; Caminos, 1979; Jordan et al., 1983; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1990; Mon et al., 1990). The region is an area of thick-skin tectonics, which strongly contrast with the thin-skin tectonics observed in the Subandean zone and Precordillera (Jordan et al., 1983; Allmendinger et al., 1990; Snyder et al., 1990). Relations between Tertiary sediments and basement ranges (Fig. 2) were first described by González Bonorino (1950a), who distinguished two models for uplift of basement blocks. In one model, the range is bounded either by two reverse faults of the same vergence, or by only one thrust, with sediments lying unconformably on a gently-dipping erosion surface on the opposite margin. This asymmetric fault pattern is the most common in the Sierras Pampeanas. The associated compressional basins are asymmetric, as in typical foreland basins (Fig. 5, B-B' section, El Bolsón, Campo del Arenal). In González Bonorino's second model (1950a), ranges are symmetrically bounded by reverse faults of opposite vergences. Symmetric structures are less common in the region, but ramp basins, (see Cobbold et al., 1993) bounded by reverse faults of opposite vergences, do occur (Fig. 5; A-A' section, Pipanaco basin; B-B' section, Santa María basin). The large offsets between the tops of the uplifted basement blocks and the bases of the overthrust basins, shows that shortening is concentrated at the edges of the basins. From the vertical offset and thrust geometry (Fig.5; B-B' section), the shortening across the El Bolsón basin at the Puna margin is at least 1 km. This is greater than the 2 percent regional shortening estimated by Jordan and Allmendinger (1986) for the whole Pampean province.

A common feature of the ranges is that the amount of overthrusting varies along strike, as revealed by changes in relief along block boundaries (e.g. Fig. 5a). The Sierra de Hualfin (Fig. 2) is a good example. It belongs to a series of NE trending en échelon ranges (El Durazno, Hualfin and Las Cuevas) at the southern boundary of the Puna (Allmendinger, 1986). The Hualfin range strikes N040. At its western margin, Tertiary sediments lie unconformably on a tilted erosion surface dipping westwards. Basal Miocene strata mostly adhere to crystalline basement, but uppermost layers have undergone thin-skin folding and thrusting. Fault-bend folds are exposed



Figure 6. Hualfín structure (light grey, crystalline basement; dark grey, Neogene sedimentary cover; white, Quaternary). Schematic block diagrams (right) illustrate variation in structural style along Hualfín range, from bending of basement (a), through kinking of erosion surface and folding of Tertiary sediments (b), to thrusting at eastern edge (c). For location of blocks, see lines on Spot satellite image (top left). See text for further explanations.



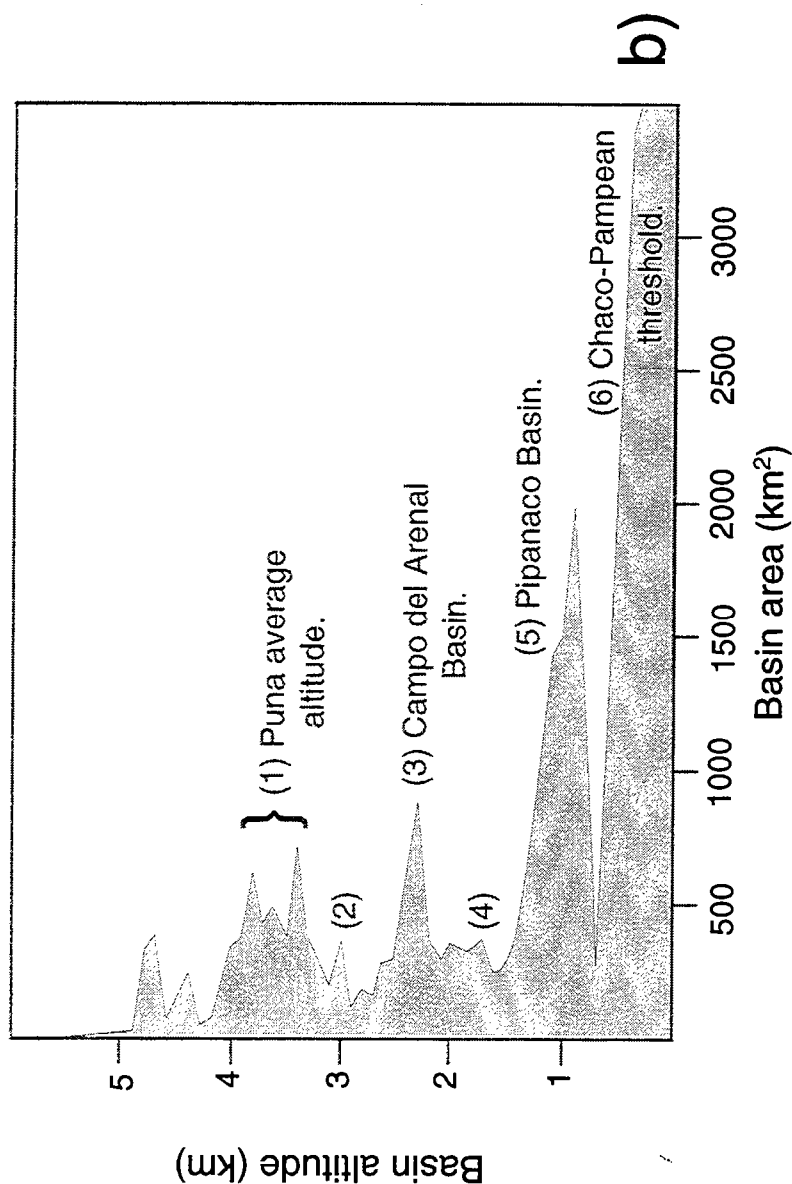
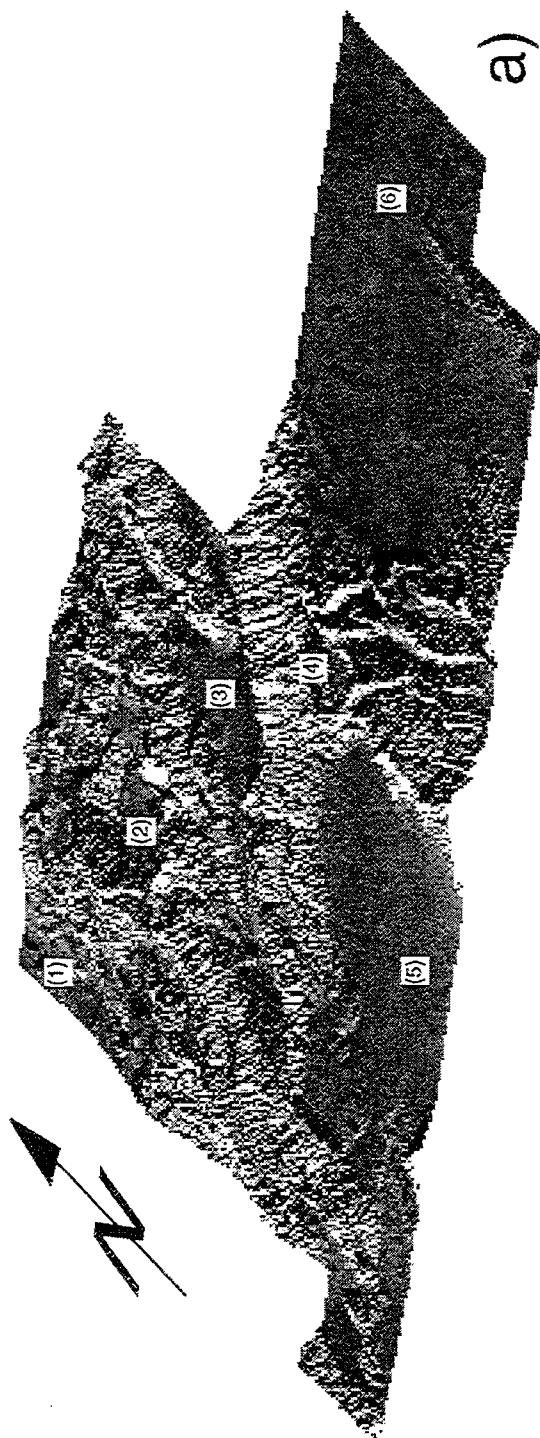


Figure 4. Oblique view (a) provides good perspective of tilted blocks in Ambato-Ancasti area. From histogram (b) of basin altitude versus basin area, altitude decreases as basin surface increases. This occurs in four major steps: basins at Puna average altitude of 3700 m (1), Campo del Arenal basin (3), Pipanaco basin (5), and the threshold altitude of the Chaco-Pampean plain (6). Minor steps are Laguna Blanca basin (2) and Campo de Pucará basin (4).

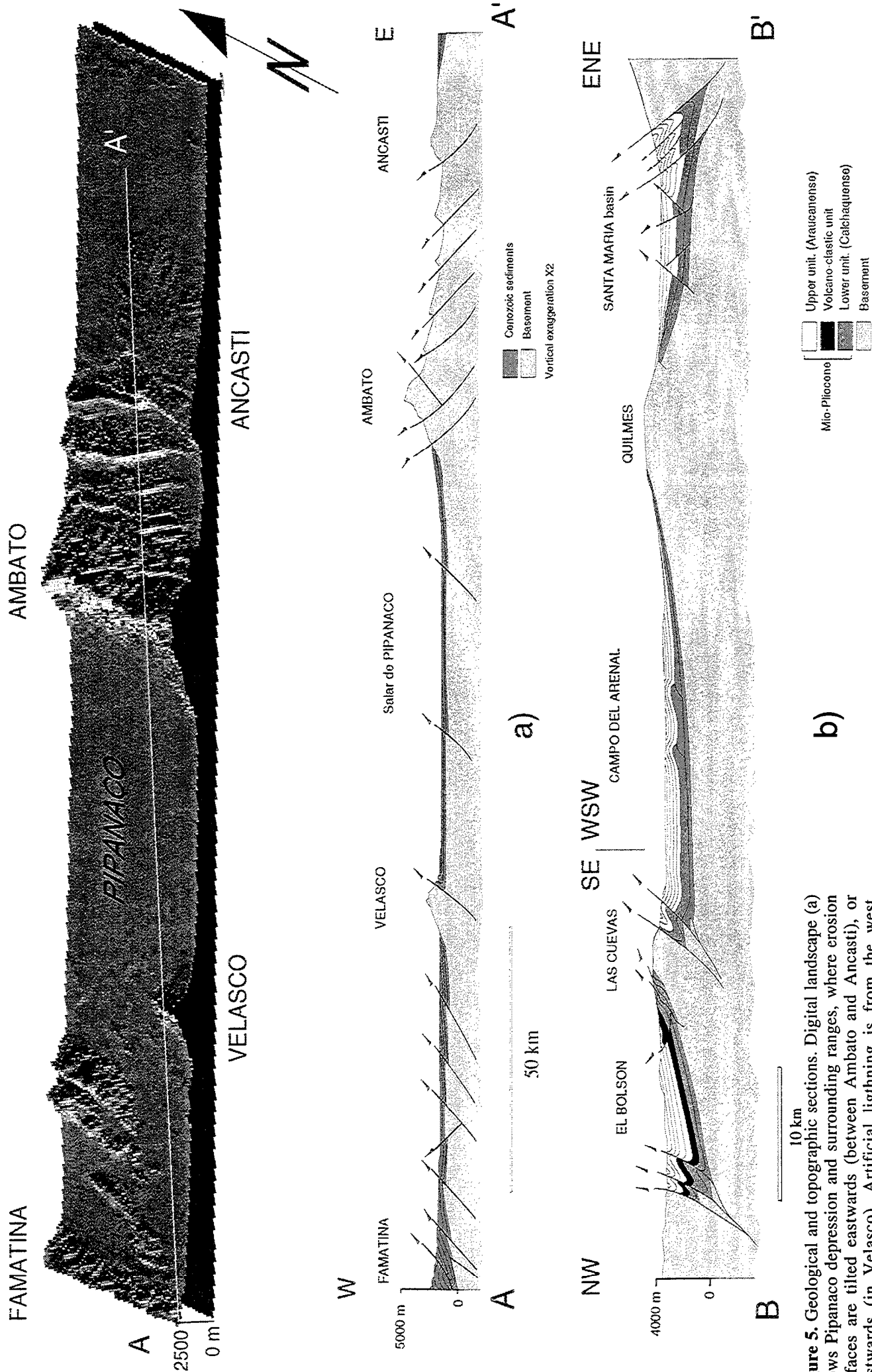


Figure 5. Geological and topographic sections. Digital landscape (a) shows Pipanaco depression and surrounding ranges, where erosion surfaces are tilted eastwards (between Ambato and Ancasti), or westwards (in Velasco). Artificial lightning is from the west. Reference plane (black) is at sea level. Geological sections (A-A' and B-B') have been inferred from surface geology. For locations, see section lines on Figure 2.

within the Calchaquense (Miocene) near Hualfín village, and back-thrusts occur between the volcanoclastic unit and the overlying Araucanense in the El Bolsón area. The structural style of the eastern margin, between Hualfín range and the Campo del Arenal basin, varies strongly along strike (Fig. 6). At the southern end of the Sierra de Hualfín, the basement forms a gentle bulge, surrounded by Tertiary sediments. The fold axis of this periclinal structure plunges 15° towards N208 (Fig. 6a). In the middle of the range, the erosion surface forming the top of the range is kinked (Fig. 6b). Erosional remnants of Tertiary cover dip eastwards. The Campo del Arenal strata are folded and overthrust by the Hualfín block. The fold axis is parallel to the faulted margin (N044) and plunges 22° northwards (Fig. 6b). Farther Northeast, the margin of the Sierra de Hualfín becomes a low-angle thrust (Fig. 6c). This pattern suggests relative clockwise rotations of Hualfín with respect to the Campo del Arenal basin. In contrast, the eastern margin of Las Cuevas range (LC on Fig. 2) shows a more symmetrical pattern, the amount of overthrusting reaching a maximum in the middle of the range and dying out at both northern and southern ends of the block. This difference between Hualfín and Las Cuevas ranges suggests that the amount of rotation of individual blocks can vary at local scale. At regional scale, the SW-NE topographic steps defined by the belts of ranges between Belén and Aconquija and SW from Catamarca (Fig. 2) also show an increase in amount of shortening from SW to NE, as revealed by an associated increase in topography (e.g. Belén-Aconquija belt, Fig. 3).

Fault-slip data

We have measured 600 striated fault planes in both the basement and its Tertiary cover at 27 localities near basin margins (Figs. 7, 8 and Appendix). We recorded the attitude of each fault plane, the direction and plunge of the striae, and the sense of slip on each plane. For sampling to be as representative as possible, we measured faults of the most varied orientations, but of comparable lengths. We checked the consistency of striae directions on parallel slickensided surfaces. We estimate average errors on orientation measurements to be less than $\pm 5^\circ$ for both fault planes and striae. The sense of movement along fault planes was inferred using various criteria (Petit, 1987), especially the offset of lithological boundaries, the imbrication of crystal fibres, and the pattern of Riedel fractures.

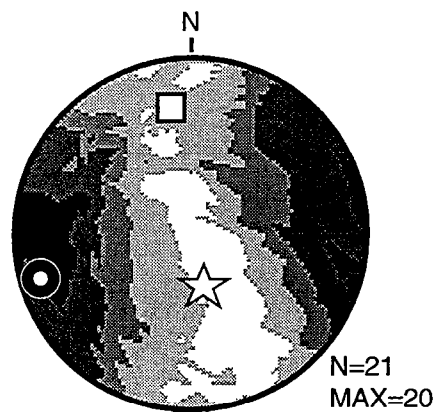
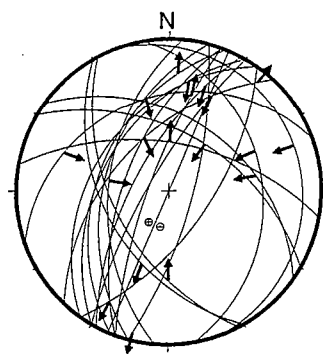
The aim of our fault analysis was to evaluate the bulk state of strain at given localities considering the whole measured fault set. Most of our sampling localities were therefore chosen along basin boundaries, where the deformation is concentrated. This, plus the good consistency observed between results for adjacent basement and Tertiary sampling sites, ensures that fault sets measured in the basement can be used to infer Tertiary kinematics.

For kinematic analysis of fault-slip data, we used the geometrical method of Right Dihedra (Angelier and Mechler, 1977; Pfiffner and Burkhard, 1987). A fault and its associated auxiliary plane separate four sectors. The sense of slip along the striations determines the two shortening sectors and the two stretching sectors. Superimposition of the right dihedra determined for all faults approximates a superimposition of individual infinitesimal simple shears and defines fields of overall shortening and extension (Fig. 7). For each diagram, eigenvectors of the Scheidegger orientation tensor (Scheidegger, 1965) give the principal kinematic directions (Meyer et al., 1991).

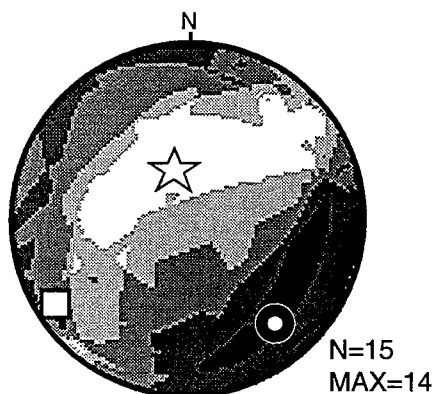
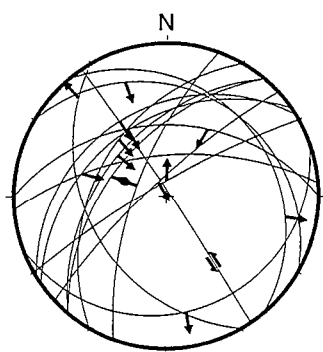
In the method of Right Dihedra, there is no sorting of the data. Nevertheless, the MAX parameter (Fig. 7 and Appendix) indicates the number of faults that contributed to the bulk strain. The closer MAX is to N, the number of faults in the population, the more consistent is the measured fault population and the better is the result. For each locality, the results have been tested using an inverse technique for the determination of stress state (Etchecopar et al., 1981). This did not provide arguments for separating groups of faults associated with different tensors. Furthermore, sorting of fault planes, based on their mechanical and angular consistencies, did not significantly modify the overall patterns in terms of orientation of principal kinematic axes.

Figure 7 shows results for four localities, representative of the different types of pattern observed in the study area. For each locality, there are two stereographic projections: one shows individual faults and associated striae; the other shows domains of shortening and extension deduced for the whole fault set.

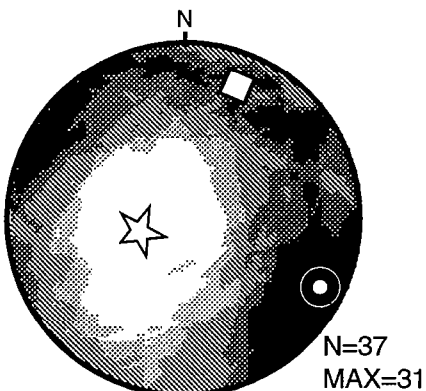
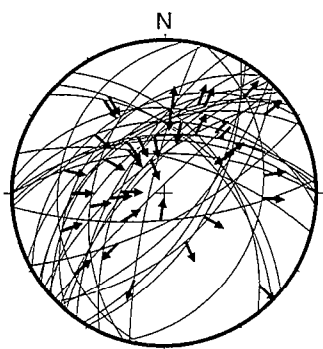
LOCALITY 1. HUALFIN-EL EJE



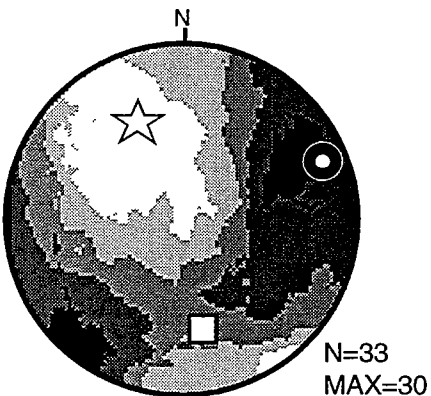
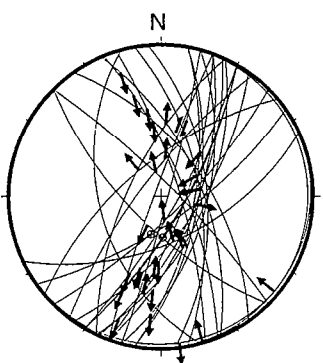
LOCALITY 2. CUESTA RANDOLFO.



LOCALITY 3. CHANGO REAL.



LOCALITY 4. EL RODEO.






Eigenvectors:  Shortening axis.
 Stretching axis.
 Intermediate axis.

Figure 7. Kinematic fault analysis at four representative localities (equal area projections, lower hemisphere). For locations see Figure 8. Projections in left-hand column show fault planes (great circles) and associated slip lines (short arrows show direction of hangingwall slip). Remaining projections (right-hand column) are combined compression and extension diagrams. Five shades show increasing percentages of faults contributing to compression, from white to black. In white areas, only [0-20%] of fault sets contribute to compression, whereas [80-100%] of faults contribute to extension. In black areas, compression is attributable to [80-100%] of faults and extension to the remaining [0-20%] of faults. These projections represent kinematic results deduced from the whole fault population. The total number of faults is N; whereas MAX is the number of faults taken into account for determining the bulk strain field.

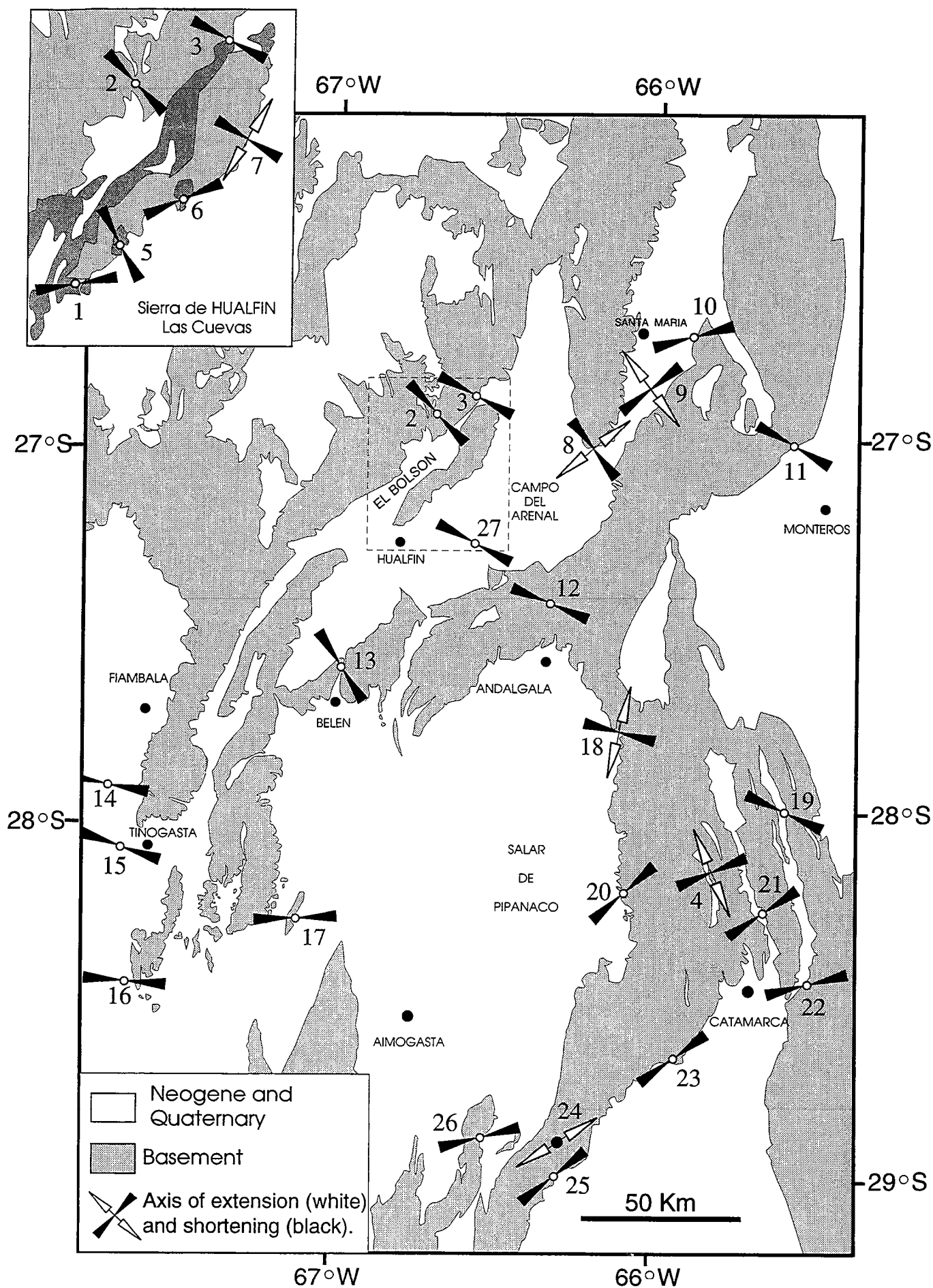


Figure 8. Results of kinematic fault analysis. Map shows orientation of shortening axes (black arrows) and extension axes either gently plunging (white arrows), or steeply plunging (circles). Orientations vary abruptly along Hualfín-Las Cuevas ranges (inset). Dark grey areas (inset) are Neogene sediments. 27 sampling localities are numbered. For detailed results at Hualfín (1), Cuesta Randolpho (2), Quebrada de Belén (3) and El Rodeo (4), see Figures 7 and 9. Fault data sampled at remaining localities (5 to 27) are given in appendix.

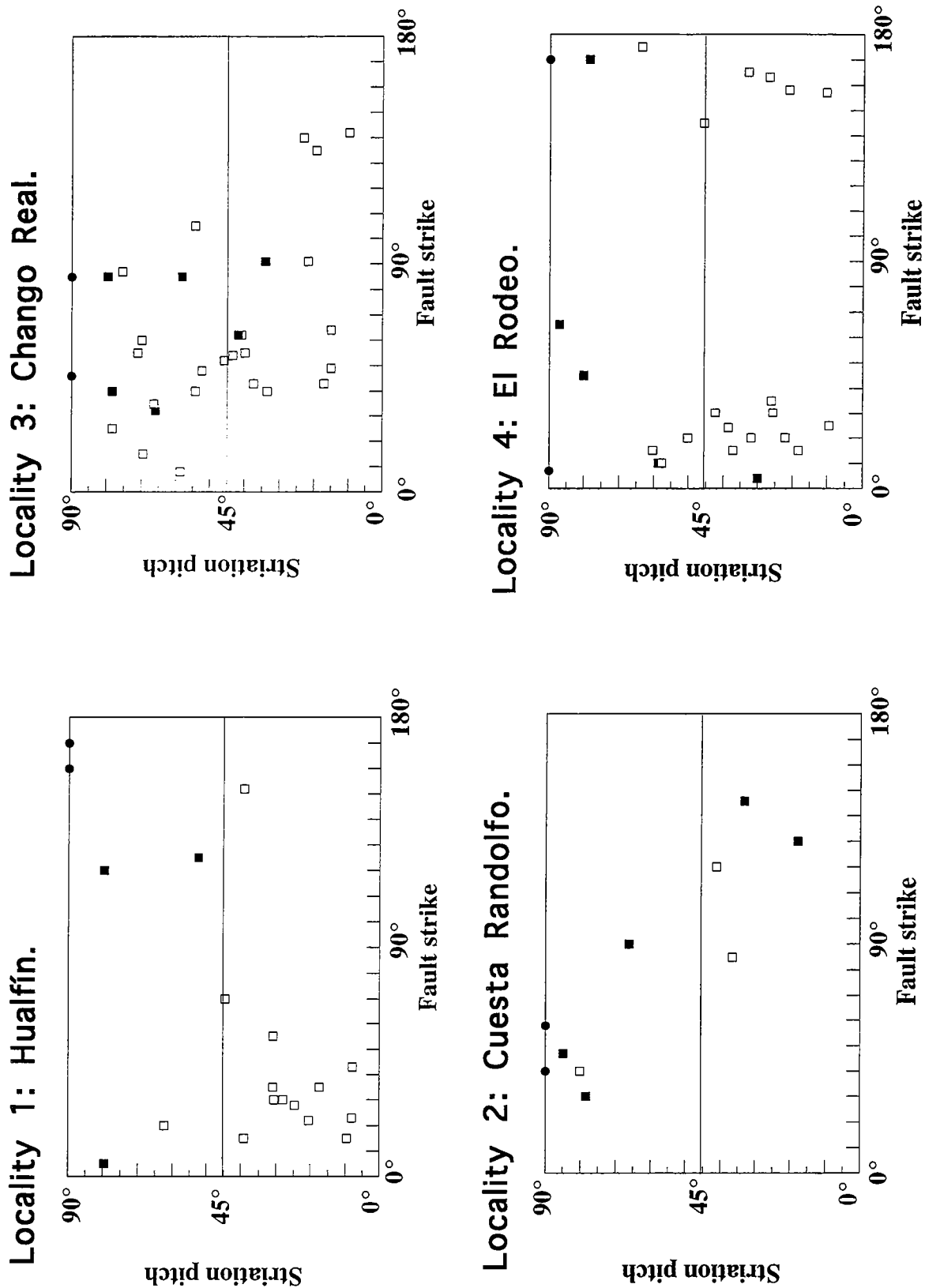


Figure 9. Scatter diagrams showing angle of pitch (in degrees) of the striae versus strike (in degrees) of striated fault planes (located on Fig. 8, kinematic analyses on Fig. 7). Reverse faults (pitch=90°) are represented by black dots. Strike-slip components are dextral (empty squares) or sinistral (black squares). For further explanations, see text.

Relationships of principal shortening directions to regional fault pattern

For all localities, the principal shortening direction is subhorizontal. However, across the area, it is strongly variable in strike, from NNW-SSE to NE-SW (Figs. 7, 8 and Appendix).

Around Tinogasta, on the eastern side of Famatina Range (Figs. 2 and 8), the principal shortening is close to EW, subperpendicular to the NS striking margin of the range. On the other side of the Pipanaco depression, where major thrust zones strike NNW-SSE (Ambato-Ancasti area, Fig. 2), the principal shortening directions trend preferentially SW-NE (Fig. 8). Similar orientations are found in the Santa María basin at the edge of the Puna margin where the main structures strike N-S (Figs. 2 and 8). In contrast, NW-SE directions of principal shortening appear to dominate in the Tucumán Transfer Zone, where major thrust zones strike dominantly NE-SW (southern border of the Puna and around Campo del Arenal basin, Fig. 8).

Thus, despite substantial scatter, some consistent correlation appears to exist between the local strike of basins and ranges and the local orientation of the principal shortening. The correlation is clear also at a smaller scale along the Sierra de Hualfín and Las Cuevas ranges. There, the direction of principal shortening changes from about EW to WSW-ENE at the southern ends of basement blocks, where axes of periclinal structures strike NNE-SSW, to NW-SE in the middle of the ranges, at a high angle to the thrust margin of Campo del Arenal basin (Fig. 8, inset).

Type of strain

The plunge of the principal stretching direction is very variable throughout the region (Figs. 7, 8 and Appendix). At some localities, the shortening field defines a cone, centered about the principal shortening direction (e.g. locality 1, Fig. 7). At other localities, the extension field defines a cone, centered about the principal extension direction (e.g. locality 3, Fig. 7). Intermediate patterns, close to simple right dihedral, also occur (e.g. localities 2 and 4, Fig. 7). These three types of pattern reflect strain ellipsoids of flattening, constriction, or plane-strain type, respectively. Furthermore, at a few localities, the principal extension tends to be subhorizontal and subparallel to the strike of range margins (e.g. Figs. 7 and 8, locality 4). From these features, we infer that kinematics differ from plane-strain thrusting at many places.

Strike-slip components

After removal of faults with normal slip components, plots of pitch of striae versus strike of individual fault planes (Fig. 9) emphasize that faults with large components of pure thrusting have strikes close to those of the ranges (compare Figs. 8 and 9): around NS to N050 at Hualfín and El Rodeo localities; around N040 to EW at Cuesta Randolpho and Chango Real localities. Faults showing substantial components of dextral strike-slip are often numerous (Fig. 9, empty squares), along both NE-SW striking range margins (Fig. 9, Hualfín and Chango Real) and NS striking range margins (Fig. 9, El Rodeo). Dextral wrench faults tend to strike N010 to N040, at small angles to ranges (e.g. Hualfín, Chango Real and El Rodeo localities, Fig. 9). Faults with similar orientations may bear striae with different pitches, suggesting local partitioning of motions between dextral wrenching and thrusting. Faults with sinistral components also occur (Fig. 9, black squares), but are strongly scattered in orientation.

Discussion

Basin development and progressive crustal shortening

The upward coarsening of sedimentary sequences reflects an increase in compressional tectonic activity in the area since the Miocene. The thickest synorogenic units were deposited in Pliocene times (Allmendinger, 1986). The maturity and thickness of Neogene sequences seem to vary consistently with distance from the Puna margin. Thus, the overall depths of basins increase and their areas decrease from SE to NW, with increasing overall altitude. We infer that this reflects an increase in the amount of bulk crustal shortening towards the Puna, and that thrust tectonics and the development of compressional basins contribute strongly to crustal thickening in this part of the Andes. On digital maps, the Tucumán Transfer Zone is marked by successive topographic steps, striking NE-SW, parallel to the edge of the Puna. This feature, combined with the strong reduction in the amount of Tertiary deposits which accompany the southward lowering of the

average topography, suggests a southward younging of the onset of crustal shortening. Jordan and Allmendinger (1986) argued that the Sierras Pampeanas area has undergone an estimated 2 percent of Neogene shortening, but Snyder et al. (1990) suggested, on the base of seismic reflection profiles, that this value could be higher. This Neogene regional shortening should increase towards the Puna. Consistently, we estimate at least 1 km (10%) of shortening across the El Bolsón basin in the vicinity of the plateau edge (Fig. 2), based on interpretative NW-SE geological cross sections (Fig. 5; B-B' section).

The Sierra de Hualfín (Fig. 2) developed by successive stages of (1) local bulging of the basement, (2) kinking, and (3) thrusting. There are areas of apparently moderate overall shortening. That the first stages of basement uplift involved large-scale crustal buckling, is strongly suggested by regional changes in the attitude of Pre-Tertiary erosion surfaces, showing centrifugal dips around the Pipanaco circular depression (Figs. 3b and 5, A-A' section), and westward inclination in Campo del Arenal area (Figs. 3b and 5, B-B' section). In the Pie de Palo range (at about 300 Km South of the study area, see Fig. 1), which is one of the least uplifted basement ranges in the Sierras Pampeanas, the erosion surface forms a gentle bulge, with a wavelength of several tens of km (Jordan and Allmendinger, 1986). A similar feature is observed across the Sierra de Quilmes where the erosion surface is exhumed on both sides of the range and forms a kink with a wavelength of tens of km (Figs. 2 and 5, B-B' section).

In addition to large-scale buckling and variable amounts of horizontal shortening, other factors may have contributed to the current geometry of basins and ranges. One of them may be the strong Pre-Andean foliation in the basement. Indeed, this foliation, the erosion surface, and the major faults along ranges all tend to have similar dip orientations.

Strike-slip components and the Tucumán Transfer Zone

As pointed out by Cobbold and Davy (1988), lateral variations of crustal thickening imply coexistent wrenching. A wrench zone is therefore expected to occur between the Puna and the less thickened Sierras Pampeanas. Furthermore, the horizontal offset of about 350 km between the main frontal fold and thrust belts of the Subandean System to the North and of the Precordillera to the South must be accommodated by a transfer zone (see Fig. 10). This zone must involve dextral strike-slip unless very large changes in shortening rates between the Sierras Pampeanas and southern Puna are invoked.

Consistently, the TTZ shows structures characteristic of wrench zones (see Cobbold and Davy, 1988), listed below.

1. An area of wrenching is a long and narrow strip of relatively high strain. The TTZ is a 100 km wide NE-SW trending band which can be followed for at least 350 km (Fig. 3).

2. Within a wrench zone, the distribution of conjugate fault sets with strike-slip components is asymmetric, with dominantly synthetic or antithetic faults. In the TTZ, faults involving components of dextral strike-slip are widespread and generally dominant (e.g. localities 1 and 3, Fig. 9). Most of them strike NE-SW, at a low angle to the main ranges. NW-SE striking conjugate fault zones also occur (e.g. East from Santa María, Fig. 2) and show components of sinistral strike-slip (Allmendinger, 1984; Strecker et al., 1989; Assumpção and Araujo, 1993).

3. Block rotations occur, in an appropriate sense with respect to wrenching. Our structural analysis of Hualfín area (see Fig. 6) suggests that relative clockwise block rotations have occurred. A local paleomagnetic study by Butler et al. (1984) in the El Bolsón area is also consistent with clockwise block rotation.

4. Belts of thickening are compatible with principal strain directions and are oblique to band strike. In the vicinity of the Puna, curvatures and relative obliquities of basins and ranges with respect to the overall strike of the TTZ are consistent with dextral wrenching (Fig 3).

5. Horizontal extensions are expected. According to observed fault patterns, the direction of principal extension is rarely subhorizontal; but, as previously emphasized, its strongly variable attitude with respect to the subhorizontal principal shortening indicates that kinematics differ from pure thrusting.

Thus, the Tucumán Transfer Zone, previously known as the Tucumán Lineament (Mon, 1976), is a dextral transpressional zone.

At the scale of the whole studied area, the occurrence of dextral wrenching along Andean strike can be inferred from (1) numerous NS to NNE-SSW faults with dextral strike-slip components (e.g. locality 4, Fig. 9), and (2) the frequent obliquity of bulk shortening directions to boundaries of ranges in areas with NS structural trends (e.g. Santa María and North Catamarca areas, Fig. 8). This obliquity is consistent with the overall obliquity of the convergence of the Nazca and South

America plates in this part of the Andes (Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990) (Fig. 10), and with the current intraplate regional stress field (Assumpção and Araujo, 1993). Our observations are thus compatible with kinematic models for the Bolivian orocline, that involve dextral wrenching along strike, South of 20°S (Beck, 1987; Isacks, 1988; Dewey and Lamb, 1992; Beck et al., 1993). The TTZ is at small angle to the direction of plate convergence (Fig. 10). On this basis alone, the regional kinematics should be transtensional, especially if some component of NS dextral wrenching is involved. That they are instead transpressional, may reflect lateral push by the Plateau.

Scatter of shortening directions

In the area, principal shortening directions appear substantially scattered between two main sets of orientation, EW to ENE-WSW and NW-SE (Fig. 8 and appendix) (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994). The first set is consistent with regional plate kinematics. It is widely expressed along the Andes (e.g. Allmendinger et al., 1989; Reuter et al., 1991; Mercier et al., 1992; Flint et al., 1993; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994) and is subparallel to the direction of relative convergence between Nazca and South America plates. The second set occurs more locally, mainly on the Puna and at its southeastern edge (between about 22°S and 28°S) (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994). In terms of bulk finite strain, this pattern suggests that constriction around a subvertical axis dominates at regional scale, a feature well illustrated by the scattering of directions of principal shortening around the circular Pipanaco basin (Fig. 8).

Several authors have argued that the two main sets of shortening direction observed in the vicinity of the Puna could reflect two successive events, NW-SE shortening in the Neogene and WSW-ENE in the Quaternary (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1987, 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994). Different hypotheses have been invoked, in particular a change in regional kinematics around 3 Ma (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989), clockwise block rotations around vertical axes (Allmendinger et al., 1987), possibly associated with oroclinal bending (Marrett, 1990), or deformations influenced by reactivation of Cretaceous normal faults during Miocene times (Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994). The context of dextral wrenching along the TTZ imposes clockwise rotations of principal strain axes, and therefore may have substantially contributed to the observed scatter of shortening directions. Thus, arguments described here for NE-SW dextral wrenching can account for the observation of EW shortening directions locally superimposed on earlier shortening directions now striking NW-SE as a result of strain-induced clockwise rotation (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1987, 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994).

On the other hand, Assumpção and Araujo (1993) have recently argued for an overall radial distribution of current mean principal compressive stresses around the Altiplano, with both EW and NW-SE compressional events occurring presently in the studied area. This they attribute to gravitational spreading of the Plateau, superimposed on the EW to WSW-ENE intraplate regional stress pattern. Consistently, previous analyses of fault populations in the area indicate that the mean angular discrepancy between the two main sets of shortening directions is about 40° and unlikely to be explained by block rotations alone (Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994).

According to our observations, NW-SE principal shortening directions dominate along ranges which strike NE-SW, parallel to the southern boundary of the Puna and at small angle to the TTZ; whereas EW to ENE-WSW directions dominate along NS striking ranges. This feature is consistent with an interpretation in terms of superimposition of two deformation fields, one resulting from regional kinematics, the other associated with southward attenuation of the Puna and mainly expressed by the TTZ. If so, the dominant shortening direction may vary in place and time according to the local balance between these two components. A southward propagation of crustal thickening can account for a decrease in the Plateau effects, and consequently in the effects of NW-SE shortening across the northern Sierras Pampeanas during recent times. Marrett et al. (1994) have consistently underlined that effects of NW-SE compression ceased earlier in the northern Puna than at its southern edge. This, they attributed to lateral changes in lithospheric structure and thickness. On the other hand, changes in the rate of convergence can also have contributed to changes in the relative proportions of WSW-ENE shortening with respect to NW-SE shortening. The above features could account for changes in local fault kinematics through time in the area (Allmendinger, 1986; Allmendinger et al. 1989; Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994), and for the substantial scatter of bulk shortening directions, between NE-SW and NW-SE (Fig. 8 and appendix). Data provided by Marrett et al (1994) seem to support this interpretation. Indeed, if they indicate that NW-SE and EW to WSW-ENE principal shortening directions dominated during Mio-Pliocene and Plio-Quaternary times respectively, they also show

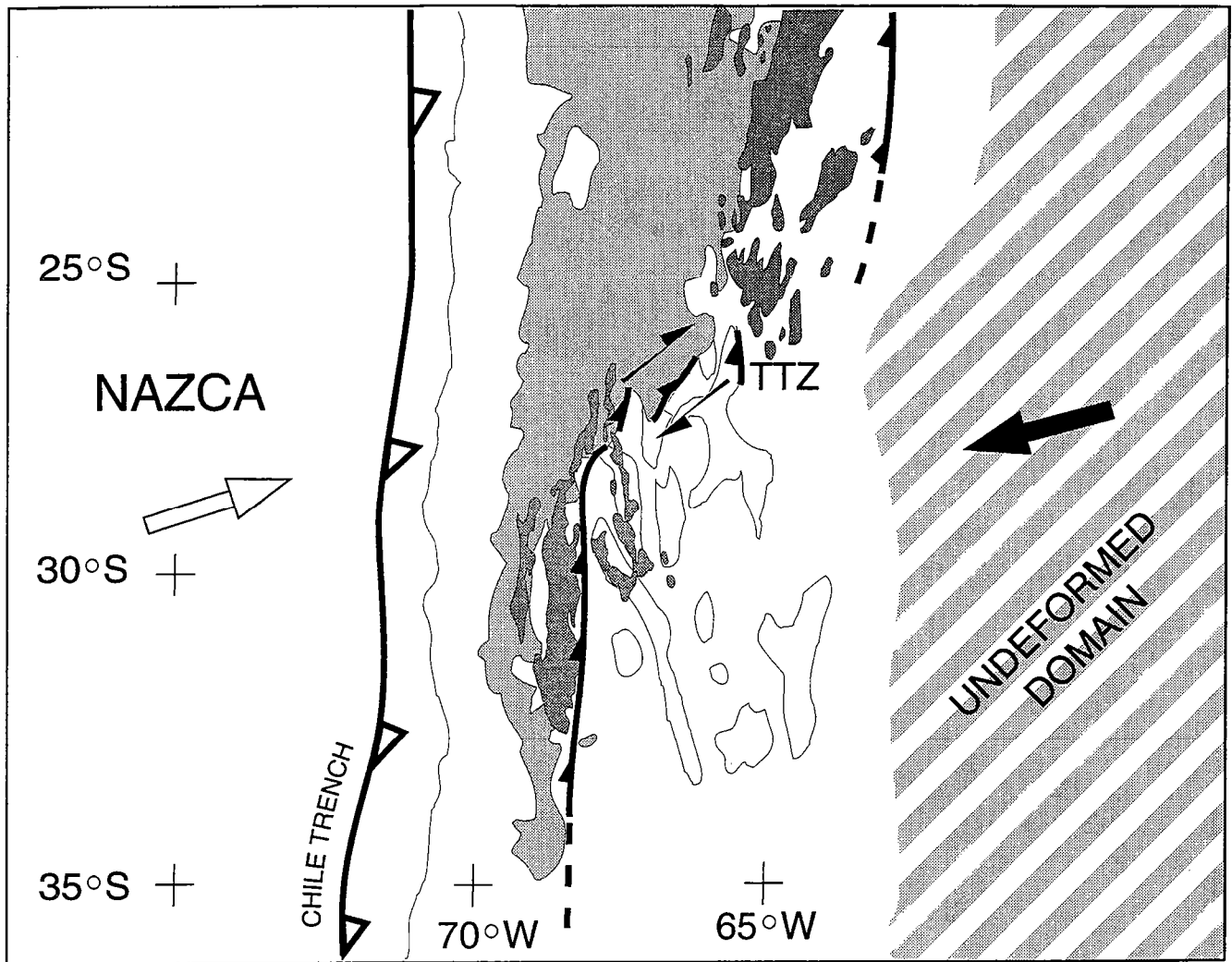


Figure 10. Tectonic sketch map of studied area. Light grey areas are altitudes over 3000m. Dark grey areas are Paleozoic to Cretaceous sediments of Subandean zone and Precordillera. Light solid contours outline ranges in the Sierras Pampeanas area. TTZ is Tucumán Transfer Zone. The direction of Nazca/South America convergence (white arrow) and absolute motion of the South American plate (black arrow) are from the global model of plate motions NUVEL-1, of Gripp and Gordon (1990).

substantial scatter of shortening directions and coexistence of the two types of directions for both periods (Marrett et al., 1994, Figs. 21 and 22).

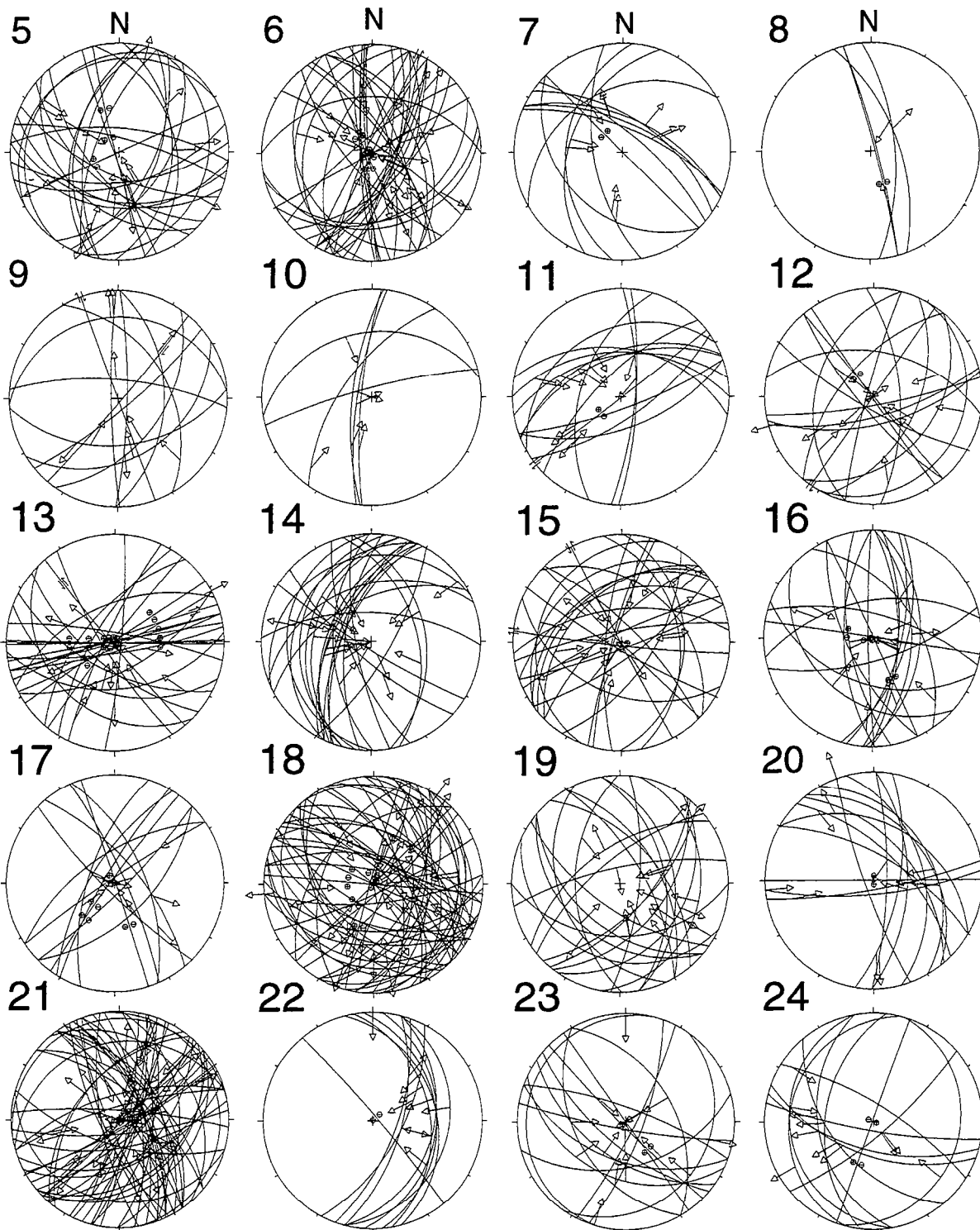
Allmendinger et al. (1989) have emphasized Quaternary NS extension in the southern Puna, a feature also observed farther North in the Peruvian and Bolivian Andes (Sébrier et al., 1985; Mercier et al., 1992). Sébrier et al. (1985) and Mercier et al. (1992) invoked an edge effect associated with spreading-induced southward lateral escape of the Plateau. Even if rather limited (Allmendinger et al., 1989), NS extension in the southern Puna should be accommodated by shortening within less thickened surrounding areas (Assumpção and Araujo, 1993). This further suggests that components of NS shortening may have combined, at least locally, with regional EW shortening in the Sierras Pampeanas during the Quaternary.

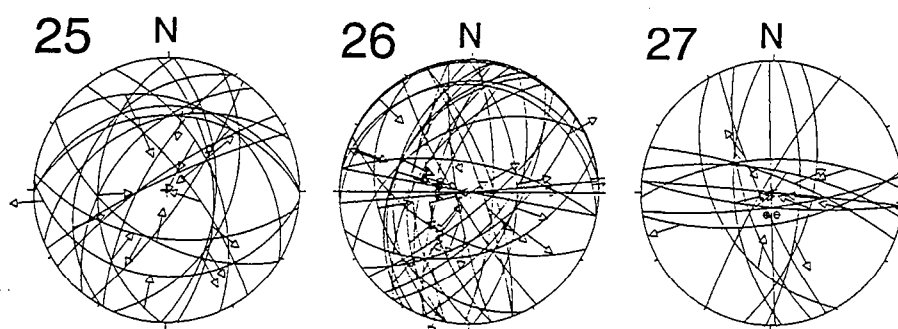
Conclusions

In Northwestern Argentina, at the southern end of the Bolivian orocline, the development of compressional basins and ranges during the Neogene involved components of dextral wrenching along strike. The narrowing of the high Andean chain across a major topographic step and the decrease in amounts of bulk horizontal shortening and crustal thickening which occur around 27°S between the Puna and the Sierras Pampeanas to the South, are accommodated within an about 100 km wide dextral transpressive zone, the Tucumán Transfer Zone. In this region, the kinematics seem to reflect the superimposition of two different strain fields: an ENE-WSW to EW horizontal shortening related to plate convergence, and a NW-SE horizontal shortening, consistent with the southward attenuation of the plateau which is mainly expressed by the Tucumán Transfer Zone. From SE to NW across the Sierras Pampeanas, between the Chaco-Pampean plain and the Southern Puna, the depth and altitude of compressional basins both increase. Hence, thrust tectonics and basin development are major causes of crustal thickening in this part of the Andes.

Acknowledgements

Fieldwork was funded by the Institut National des Sciences de l'Univers (Centre National de la Recherche Scientifique) (Programme DBT 3-25) and by the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Convention of cooperation CNRS/CONICET). Spot satellite images were provided by the INSU (programme Tectoscope Andes). We thank Pr. E. Linares (INGEIS, Univ. Buenos Aires) for logistical support, and Dr. Luis Navarro García (Comité de Promoción Minera, Catamarca) for discussion, helpful advice and logistical support in Catamarca Province. Programs for analysis of fault populations by the method of right dihedral were provided by M. Burkhard (Univ. Neuchâtel, Switzerland), and improved at Rennes by J. B. Françolin and V. Meyer.





n°	Locality	Latitude (°)	Longitude (°)	N	MAX	λ_3	λ_2	λ_1
1	Hualfín-El Eje	27°16'S	66°53'W	21	20	259 / 02	351 / 44	167 / 46
2	Cuesta Randolpho	26°55'S	66°44'W	15	14	138 / 20	231 / 10	347 / 68
3	Chango Real	26°48'S	66°31'W	37	31	117 / 13	023 / 18	240 / 67
4	El Rodeo	28°14'S	65°51'W	33	30	068 / 11	169 / 44	328 / 44
5	Baños de Nacimientos de Abajo	27°10'S	66°49'W	26	20	338 / 06	072 / 30	239 / 60
6	Nacimientos de Arriba	27°03'S	66°39'W	42	32	238 / 15	340 / 37	120 / 49
7	Sierra de Las Cuevas. Piscoyacú	27°03'S	66°34'W	11	9	139 / 19	254 / 50	036 / 33
8	Sierra de Quilmes. Pie de Médano	27°S	66°13'W	4	4	296 / 16	155 / 70	030 / 12
9	Valle de Santa María. Loro Huasi	26°46'S	66°02'W	12	10	052 / 12	312 / 47	156 / 46
10	Valle de Santa María. Los Colorados	26°41'S	65°54'W	6	6	254 / 17	351 / 30	147 / 58
11	Cuesta del Indio	27°S	65°39'W	15	13	120 / 21	020 / 26	244 / 56
12	Cuesta de Capillitas	27°28'S	66°28'W	16	14	300 / 31	031 / 03	125 / 59
13	Quebrada de Belén	27°36'S	67°W	28	20	325 / 25	235 / 02	141 / 65
14	Batungasta	27°53'S	67°41'W	24	23	100 / 01	010 / 10	195 / 80
15	Termas la Aguadita	28°01'S	67°39.3'W	26	21	279 / 00	009 / 31	188 / 59
16	Rio Colorado	28°14'S	67°42'W	19	16	094 / 08	003 / 09	225 / 78
17	Cerro Negro	28°15'S	67°10'W	14	11	268 / 17	176 / 06	067 / 72
18	Cuesta de La Chilca	27°39'S	66°11'W	55	41	285 / 13	028 / 45	183 / 42
19	La Merced	28°07'S	65°38'W	21	18	295 / 13	026 / 01	118 / 77
20	Pomán	28°23'S	66°13'W	14	13	227 / 02	318 / 24	133 / 66
21	Pirquitas	28°16'S	65°44'W	58	43	238 / 00	148 / 15	329 / 75
22	Cuesta del Portezuelo	28°29'S	65°37'W	11	11	255 / 22	162 / 06	057 / 70
23	Los Angeles	28°35'S	65°57'W	17	17	233 / 01	323 / 04	137 / 86
24	Cuesta de La Sébila	28°44'S	66°21'W	14	12	331 / 63	162 / 26	069 / 04
25	Cuesta de La Sébila	28°49'S	66°24'W	19	15	231 / 03	322 / 17	130 / 73
26	Mazán	28°53'S	66°37'W	35	26	081 / 15	162 / 11	287 / 72
27	Farallón Negro. Cuesta del Tobogán	27°17'S	66°40'W	15	13	297 / 19	200 / 18	070 / 63

Appendix. Fault-slip data from northern Sierras Pampeanas (equal area projections, lower hemisphere). See Figure 8 for location. Projections show fault planes (great circles) and associated slip lines (short arrows). Table gives sampling site locations (names are taken from topographic maps published by the Instituto Geográfico Militar) and kinematic results deduced from each fault population. N is the total number of faults measured at each locality. MAX is the number of faults taken into account for determining the bulk strain field. Right-hand side columns show azimuth and plunge of shortening (13), intermediate (12) and stretching (11) axes.

Annexe 1.2.

A paleomagnetic study along the South-eastern Edge of the Altiplano - Puna: Neogene tectonic rotations.

Laurent Aubry^{1, 2}, Pierrick Roperch^{1, 2}, Marc de Urreiztieta¹, Eduardo Rossello³, Annick Chauvin¹

¹Géosciences Rennes, CNRS (UPR 4661) Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France (e-mail: roperch@seth.univ-rennes1.fr)

²also at ORSTOM and Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

³CONICET and Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina

Abstract.

We have undertaken a paleomagnetic study of 425 samples from 25 sites in the transition zone between the Puna and the Sierras Pampeanas of north-west Argentina. The sampling zone extends from an area north of Cafayate (~26°S), in the northernmost Sierras Pampeanas, down to San Juan (~31°S), at the boundary between the Precordillera and the Sierras Pampeanas. Four sites were drilled in Middle to Upper Cretaceous beds, eight sites in Middle Tertiary red beds, and thirteen sites in Middle Miocene to Early Pliocene volcanoclastic siltstones and claystones. Characteristic mean-site paleomagnetic directions were obtained for 23 sites after detailed stepwise thermal cleaning. When compared with the reference paleomagnetic curve for stable continental South America, the results show an average inclination shallowing of 12° and a pattern of clockwise rotations up to 29°. A study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was performed on 278 specimens. Most sites provided AMS tensors with an oblate shape controlled by sedimentation and compaction, which explain the observed inclination shallowing. On the other hand, a slight AMS lineation was measured. We argue that this magnetic lineation reflects the Pliocene compressional events. A correlation observed between magnetic lineations, deduced from the AMS analysis, and rotation parameters, determined by analysis of remanent magnetizations, demonstrates that the inferred shortening directions have also been rotated clockwise. Our paleomagnetic study confirms that dextral wrenching is a substantial tectonic process in the building of the Andes of northwestern Argentina.

Avec l'aimable autorisation de Journal of Geophysical Research.

Introduction

The geometry of the subducted Nazca plate, changes in the convergence rate, and the obliquity of the convergence direction with respect to the strike of the continental margin are key points in the understanding of the development of the Central Andes [Jordan et al., 1983; Pardo Casas and Molnar, 1987; Sebrier and Soler, 1991; Dewey and Lamb, 1992].

The topography of the Central Andes is mainly marked by a wide high plateau, the Altiplano-Puna, and most recent studies attribute associated crustal thickening to a large amount of shortening [Lyon-Caen et al., 1985; Isacks, 1988; Roeder, 1988; Baby et al., 1992a&b]. Since the maximum of shortening is found in the Bolivian Andes, the oroclinal shape of the Central Andes was accentuated during the late Tertiary [Isacks, 1988]; moreover the oroclinal bend implies significant latitudinal variations in the obliquity of the convergence along the chain. The oblique convergence is expected to result in components of wrenching along strike, sinistral between 6°S and 20°S, and dextral further South [Dewey and Lamb, 1992] (Figure 1). Paleomagnetic studies carried out in the Central Andes have shown clockwise rotations in Chile and counterclockwise rotations in Peru (for a review of the available paleomagnetic data, see Beck, 1988, and Roperch and Carlier, 1992). Although this pattern of rotations is well established, the spatial variability in the magnitude of observed rotations suggest that local wrenching is associated to the global process inducing the oroclinal bend reinforcement. However, many uncertainties remain about the relative importance of each mechanism (i.e. wrenching along strike and bending). Most of the paleomagnetic rotations observed in Central Chile are so far poorly explained because of the lack of a well defined pattern of faults with clear evidence for dextral shear motions during the Tertiary; this seems to rule out models advocated earlier by Beck [1987]. For example, no significant dextral motion during the Tertiary has been reported for the Atacama fault system whereas strike-slip displacements in the Precordillera of northern Chile are controversial [Mpodozis et al., 1993; Reutter et al., 1991]. Clockwise rotations observed in Jurassic and Cretaceous rocks have been recently interpreted as due to sinistral shear along the Atacama fault system during the Cretaceous [Forsythe and Chisholm, 1994, Grocott et al., 1994] even though a pattern of systematic clockwise rotations in a principal sinistral shear is quite unexpected.

Since the Cretaceous, the deformation front and the volcanic arc have shifted towards the East and dextral wrenching along the Eastern side of the Andes would also imply some amounts of clockwise rotations within the forearc. In northwestern Argentina, the transition at 27°S between the Puna and the Sierras Pampeanas is of particular interest for the understanding of Andean kinematics. To the North, the main frontal thrust zones are east of the Altiplano, along the Cordillera Oriental and the Sub Andean zone, whereas to the South, they are west of the Sierras Pampeanas. This major structural change coincides with a change in the dip of the subducting Nazca plate, from 30°E below the high plateau to subhorizontal below the Sierras Pampeanas [Barazangi and Isacks, 1976; Cahill and Isacks, 1992]. From the lack of Upper Cenozoic andesitic volcanism between 27° and 33° South, shallowing of the Nazca plate slab may have occurred around 10 Ma ago [Jordan et al., 1983]. Dextral strike-slip along this zone is demonstrated by structural studies [Jordan et al., 1983; de Urreizteita et al., 1993]. Significant associated block rotations are expected to occur within this transpressional zone and some preliminary results have already been reported [Butler et al., 1984].

Recent structural studies [Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994] suggest that the Miocene stress field in the Andes of NW Argentina was significantly different from the one expected from plate convergence directions. The purpose of this paper is to provide new paleomagnetic data from the transition zone between the Puna and the Sierras Pampeanas. Our goals are to assess the spatial distribution of the rotations and to search for a component of vertical axis rotations in the apparent changes of the stress field documented by structural studies.

Geological setting and Paleomagnetic Sampling

Regional geology

The Sierras Pampeanas (Figure 1) form a broad thick-skinned deformation province throughout the foreland of the Andean chain between 27° and 33° South. The Sierras Pampeanas consist of uplifted basement ranges, bounded by high-angle thrusts and alternating Neogene compressional basins [González Bonorino, 1950; Caminos, 1979; Jordan et al., 1983; Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1990; Mon et al., 1990]. Basins contain Miocene to Recent sequences of volcanic or continental detrital origin and of increasing thicknesses towards the high chain. The cover lies on a late Paleozoic erosion surface,

frequently exhumed on the top of the ranges [González Bonorino, 1950; Jordan and Allmendinger, 1986; Jordan et al., 1989].

In the northwestern Sierras Pampeanas, the Neogene sequence has been divided into three main units [González Bonorino, 1950], defined in El Bolsón valley (Figure 1). The lowermost unit, the Calchaquense, is 500m to 750m thick and overlies the erosional surface of Hualfín Range. The age of this formation is poorly constrained [Allmendinger, 1986] and is supposed to be Middle Tertiary. It consists mainly of fine red sandstones and pelitic horizons, sandstones and conglomerates becoming more common towards the top of the unit. The second unit, a volcanoclastic breccia is well exposed in the El Bolsón section, where it is 100m to 200m thick but is not represented throughout the whole Sierras Pampeanas Province. The uppermost unit, the Araucanense, is about 4000m thick and consists of a coarse basal conglomerate, overlain by a series of alternating sandstones and conglomerates. A magnetostratigraphic study and radiometric dating of interbedded ashes and tuffs have yielded Pliocene to Pleistocene ages [Marshall and Patterson, 1981; Butler et al., 1984; Linares and González, 1990]. Stratigraphic correlations between El Bolsón basin and neighbouring basins also locate the Araucanense within the Pliocene [Bossi and Palma, 1982]. Lithological variations occur from one intermontane basin to another [Bossi and Palma, 1982; Malizzia, 1988]; but the transition from red sandstones and claystones deposited in middle Tertiary (Calchaquense covering the erosion surface) to the palest Pliocene layers (Araucanense) is typical of the Sierras Pampeanas.

Throughout the whole region, the Neogene sedimentary cycle shows an overall upward coarsening of continental sequences, with increasing bed thicknesses [Malizzia, 1988]. At the southern boundary of the Puna, the sedimentary sequence terminates with coarse conglomerates (Punaschotter) of Quaternary age [Allmendinger, 1986; Allmendinger et al., 1989].

Most of the Andean deformation in the Puna and adjacent foreland took place during the Neogene. In the northern Puna region, Miocene compressional deformation ended by about 9 Ma [Cladouhos et al., 1994] in contrast to the Southern Puna where reverse faulting is observed throughout the Upper Miocene and lower Pliocene. Allmendinger [1986] has suggested that the uplift of the south-east Puna margin could have begun between 10 and 5 Ma while more recent studies [Marret et al., 1994] indicate that thrust faulting started at about 13 Ma and lasted until 2 to 1 Ma.

Paleomagnetic sampling

During a single field trip in August 1993, 425 cores were drilled from 25 sites (Figure 1). All sites except sites 2,3,4,5 correspond to Tertiary sediments and were in short sections from a few meters to about 50m thick, from which 10 to 25 cores were drilled. This sampling procedure was chosen with the aim of fully averaging secular variation within a site. Both normal and reversed magnetic polarities were encountered for some sites. In these sediments of continental detrital origin, we always tried to drill the finest clay layers which better record a detrital remanent magnetization. At some sites, drilling of clay-rich and little-compacted layers was performed with an air-cooling system instead of water-cooling systems. Sites 2,3,4,5, in the northernmost part of our sampling area north of the locality of Cafayate, were drilled in the Cretaceous Pirgua formation.

The location, nature and age of the rock formations and their tectonic corrections are given in Table 1.

The first site (Site 1) was sampled in middle Tertiary red beds on the Eastern side of the Aconcagua sierra (Figure 1) west of Tucumán.

Sites 2, 3, 4 and 5 were drilled in the Pirgua formation, where tectonic structures strike North-South. Site 2 is in calcareous marls of the lower Pirgua formation. Site 3 is the only site in volcanic flows in this study. Sites 4 and 5 are in red sandstones from the Upper Pirgua formation. Paleomagnetic results for the same area have already been reported by Valencio et al. [1977].

Sites 6, 7 and 8 are from the Neogene asymmetric compressional basin of Santa María. This basin is bounded to the East by the major westward-verging thrust faults of Aconquija and Cumbres Calchaquies; whereas to the West the kinked basement peneplain on the top of the Sierra de Quilmes is gently dipping (15°) towards the East beneath the sedimentary cover. The depocenter of Neogene detrital deposits reaches a thickness of at least 7000 m along the eastern fringe of the basin. The Neogene cover is affected by secondary reverse faults parallel to the Eastern margin of the basin. Sites 6 and 7 consist of fine sandstones with clay levels of variable colors from the Upper Miocene Las Arcas formation; whereas site 8 belongs to a slightly older unit (San José Formation).

Sites 9, 12, 13, 14, 15 and 16 are in the Tertiary sedimentary cover (Calchaquense Formation) of the crystalline basement of the Sierra de Hualfín. This range is part of a system of NE-SW trending en echelon, blocks located along the edge of the Altiplano-Puna, in the Tucumán Transfer Zone. Site 9 was sampled in the coarsest red sandstones from the lower Calchaquense series. This site did not yield

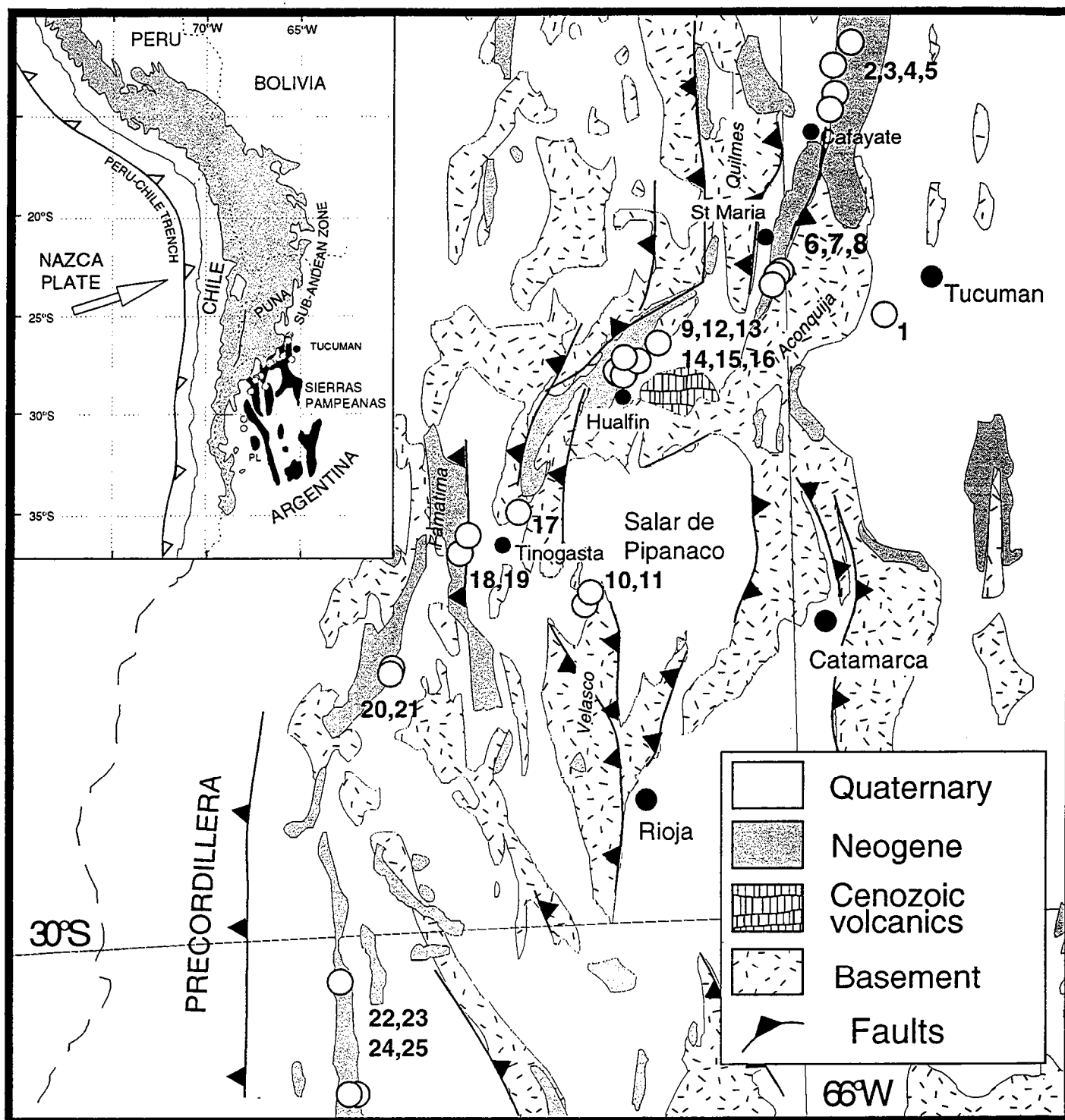


Figure 1. Schematic geological map of North-West Argentina.

significant paleomagnetic results, possibly because of its coarse-grained lithology. Sites 12, 13 and 14, drilled in fine to moderately coarse-grained sandstones, located around the periclinal closure forming the southern end of the Hualfin block. The fold axis in this zone is oriented N 208 and the plunge is SW 15°. Site 16 is in the upper Calchaquense formation.

Sites 17, 18 and 19 have been drilled in the area of Tinogasta where the structures are oriented N-S (for example the thrust faults bounding the Sierra de Famatima to the east, Figure 1).

Sites 10 and 11 are in the Pliocene sedimentary cover (Salicas Formation) of the Sierra de Velasco. Further south, two sites (20, 21) have been sampled in the lower part of a thick sedimentary sequence (Vinchina Formation at Quebrada La Troya) generally tilted toward the W-NW. Finally, sites 22, 23, 24 and 25 have been sampled in the Sierra de Mogna. Magnetostratigraphic results [Johnson et al., 1986] demonstrate that the sedimentary infilling of the basins in this area started in the middle Miocene.

Paleomagnetic methods

Magnetization was measured, either with a cryogenic magnetometer (CEA-LETI), or spinner magnetometers (fluxgate spinner Schonstedt, spinner JR5A Geophysika Brno). One specimen per minicore was subjected to stepwise thermal demagnetization (10 to 15 steps) in ASC or Schonstedt furnaces where the residual field was less than 10nT. To better investigate the origin of the remanent magnetization, stepwise Alternating Field (AF) demagnetization using the Molspin AF instrument was also performed on some samples.

The magnetization directions have been established with "least squares lines and planes" programs according to Kirschvink [1980]. Fisher statistics were then used to determine the mean direction for each site. When both polarities were encountered at a site, the reversed directions were shifted to the normal population for the calculation of the mean. Rotation and flattening parameters were calculated for each site using reference paleopoles (Table 2) from the master curve of Besse and Courtillot [1991] transferred to South America using kinematic parameters for the Southern Atlantic Ocean from Cande et al. [1988] [Roperch and Carlier, 1992].

Magnetic Susceptibility was measured with a Bartington susceptibilitymeter. For a few samples from each site, the susceptibility was measured after each thermal demagnetization step in order to check magnetic mineralogical changes upon heating. Isothermal Remanent Magnetizations (IRM) were given with a Bruker electro-magnet and strong field thermomagnetic analyses were also performed with a vertical Curie Balance. Hysteresis cycles were performed on 20 samples.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements were performed with a DIGICO instrument. The signal of this AMS meter was significantly improved, by addition of an amplifier and filter. Normalized site mean tensors were calculated according to Jelinek [1978].

Magnetic properties

Susceptibility and NRM intensity values (Table 1)

A cross-plot of the geometrical means of intensity of Natural Remanent Magnetization (N.R.M.) versus geometrical means of magnetic susceptibility shows two distinct populations of sites, one with high values of magnetic susceptibility and NRM intensity, and another with low values of susceptibility and intensity of NRM (Figure 2).

The magnetic behaviour of the first set of sites consists mainly of magnetite (for example the sites 06, 08, 20, 21, or 25), probably derived from late Tertiary volcanic activity or erosion of Carboniferous to Triassic volcanics from the frontal Precordillera. In contrast, sites of the second set are in red sandstones, where hematite is the principal magnetic mineral. All sites from the Calchaquense formation (9, 12, 13, 14 and 15), except site 16 in the upper part of this formation, have low magnetic susceptibility, this feature demonstrates that this formation was deposited before volcanic activity started in this area.

Hysteresis cycles, thermomagnetic analyses (Figure 3) and IRM acquisitions (Figures 4, 5 and 6) demonstrate that magnetite and hematite are the principal magnetic minerals we are dealing with in this study.

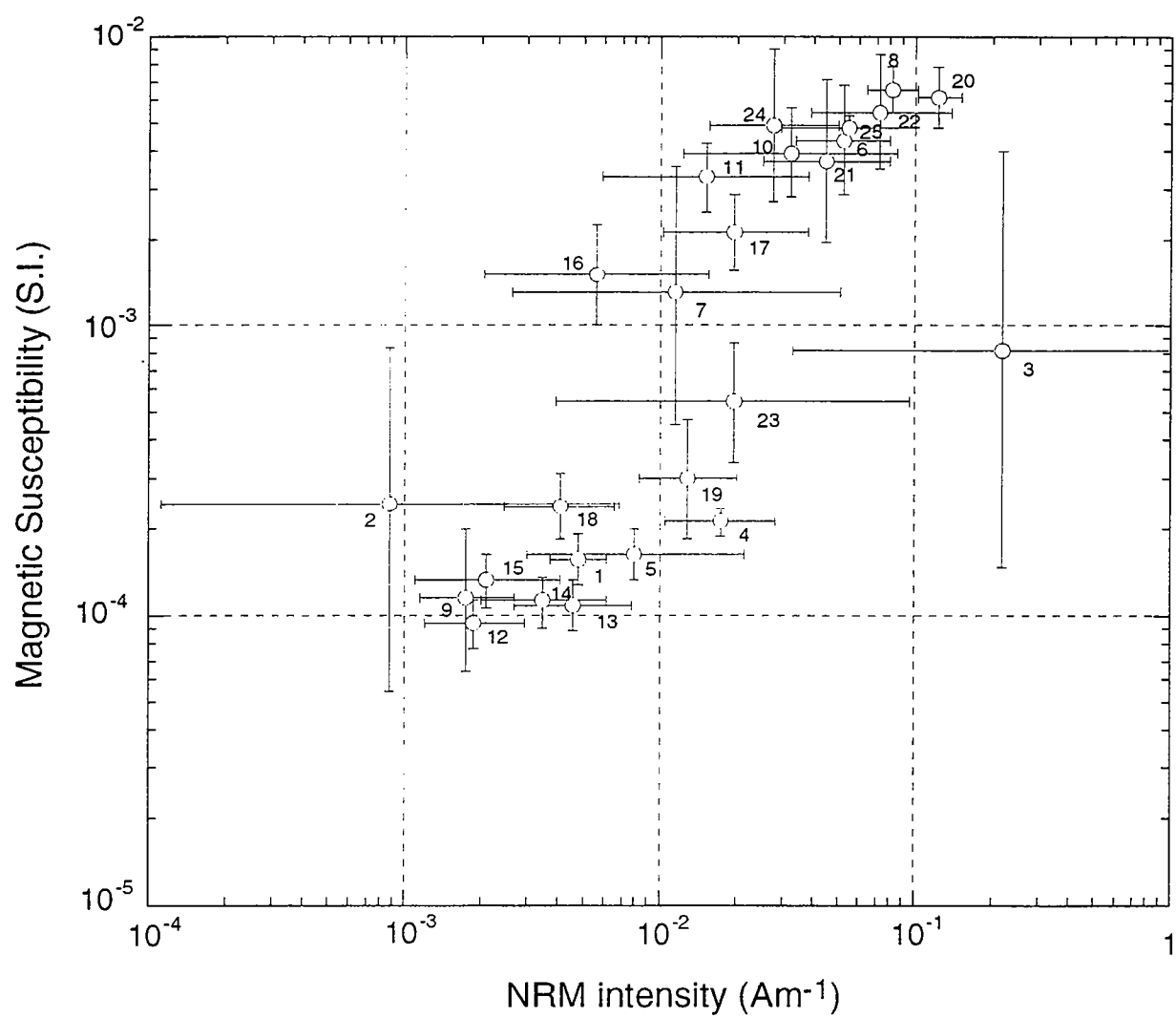


Figure 2. Cross plot of the mean-site (geometrical means) intensity of NRM versus the magnetic susceptibility.

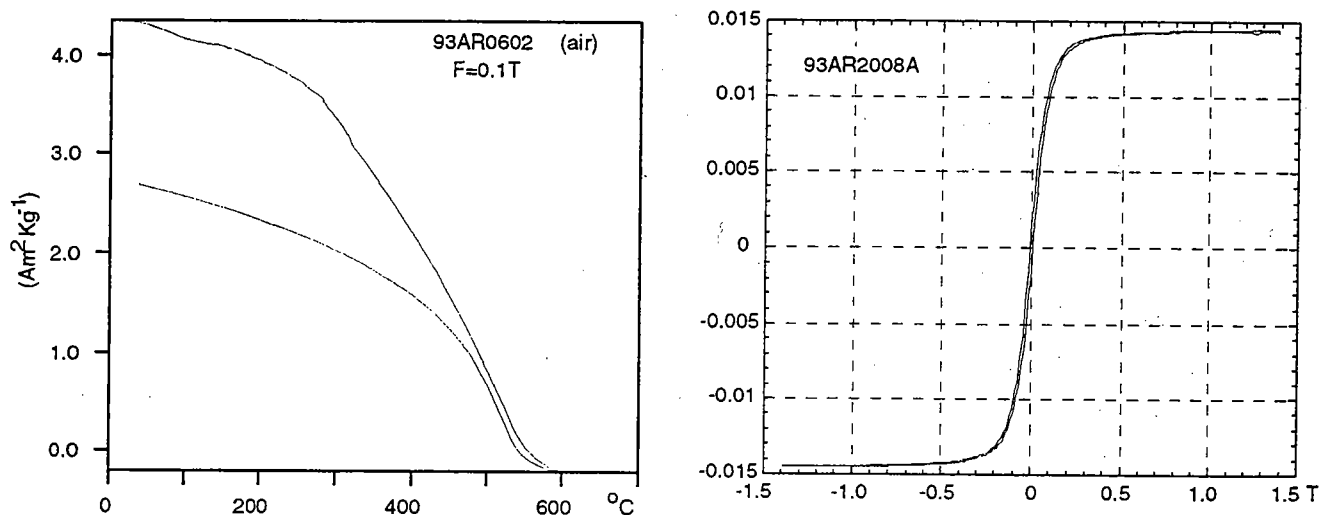


Figure 3. (left) Example of a thermomagnetic curve performed on a magnetically-enriched fraction for site 6 and showing a Curie temperature characteristic of magnetite; (right) example of an hysteresis curve for one sample of site 20. Sites 6 and 20 are sites of high susceptibility values and rich in particles of volcanic origin.

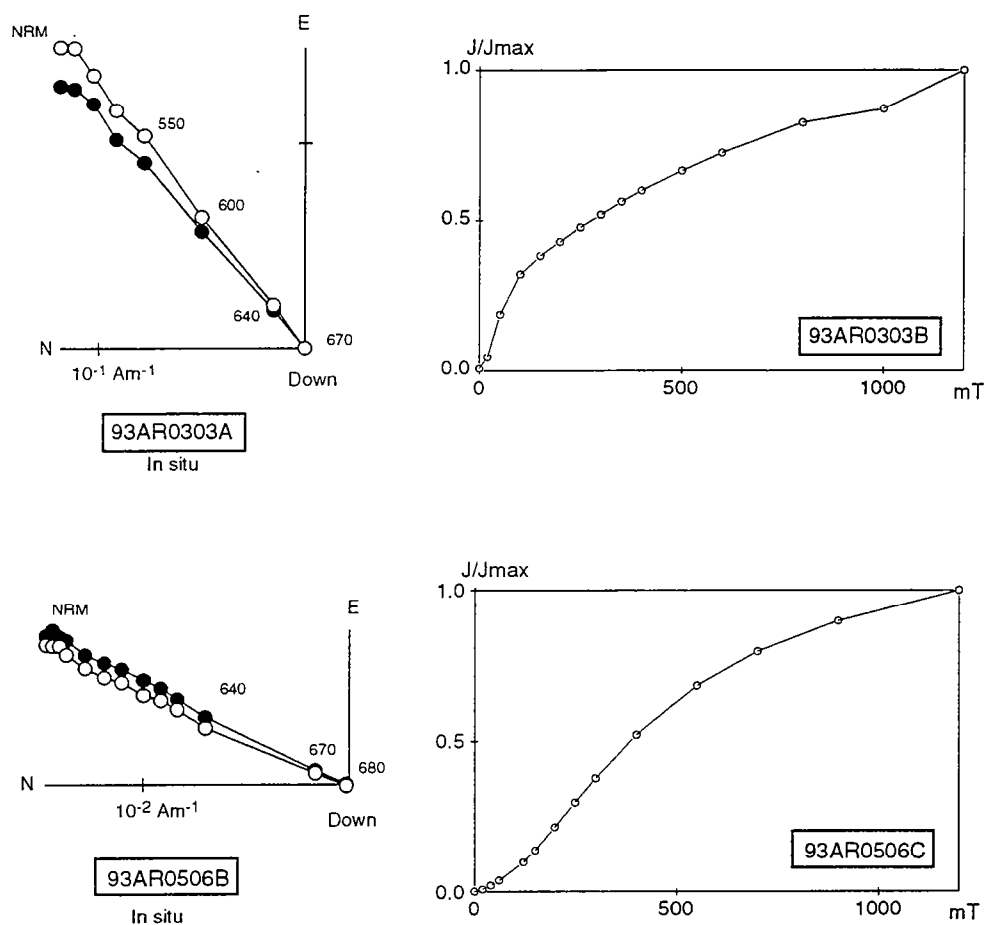


Figure 4. Typical orthogonal diagrams of thermal demagnetization for the Pirgua formation (except the lower member corresponding to the limestone (site 2)). Sample 93AR0303A corresponds to the highly oxidized flow (site 3), while Sample 93AR0506B corresponds to the red beds (sites 4 and 5). Open circles correspond to the projection into the vertical plane while solid symbols are the projection of the horizontal components. Unblocking temperatures (in °C) and IRM acquisition curve indicate the existence of magnetite and hematite in the volcanic flow while hematite is the single magnetic mineral in the red beds.

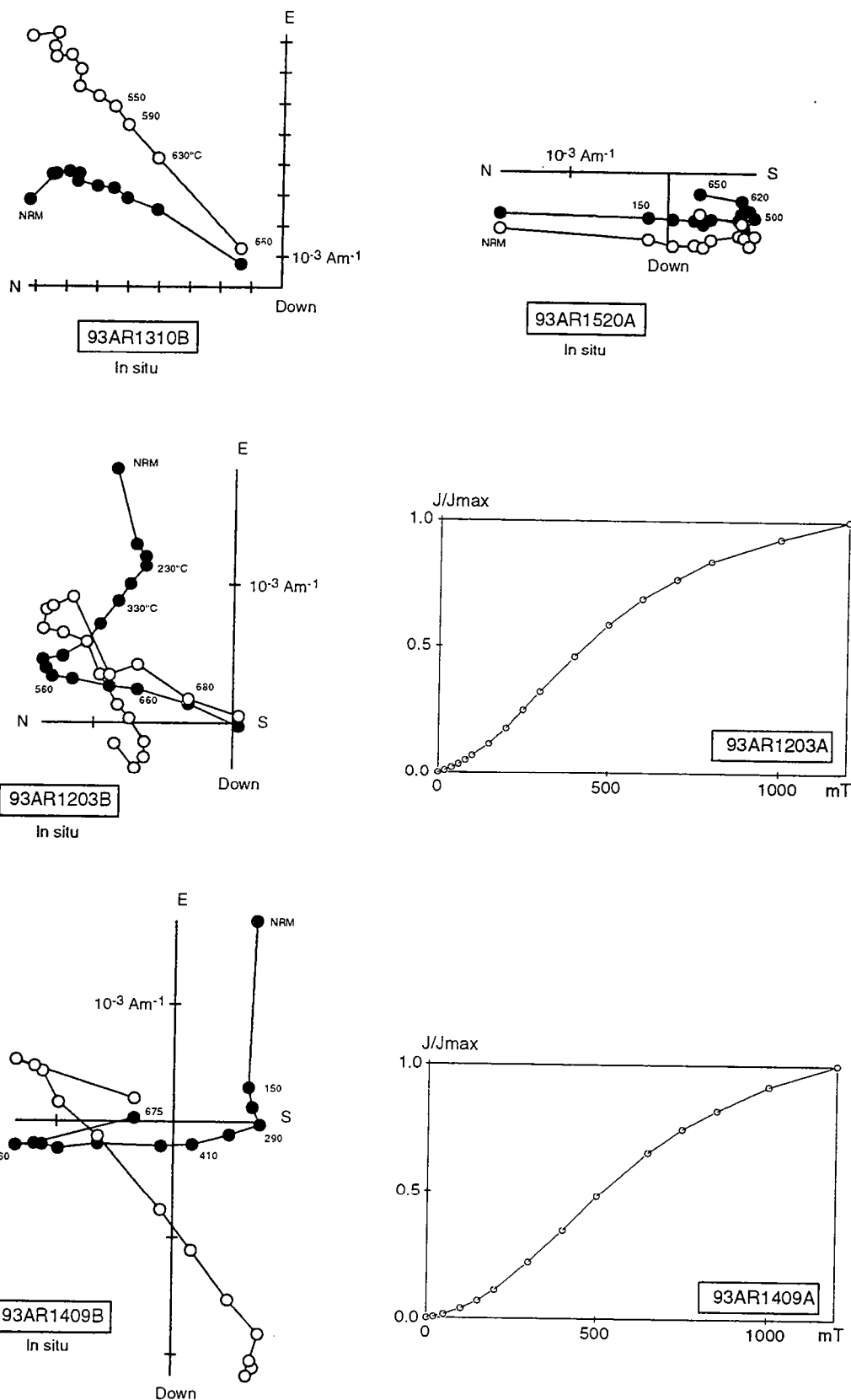


Figure 5. Typical orthogonal diagrams of thermal demagnetization for the red beds of the Calchaquense formation. Sample 93AR1310B show only a single component of magnetization of normal polarity with high unblocking temperatures. After the removal of a soft secondary component, possibly a Brunhes viscous overprint, sample 93AR1502A presents a primary magnetization of reversed polarity above 500°C. In contrast, a secondary component of reverse polarity was often recorded between in the temperature interval 200-600°C. This component is particularly well defined in sample 93AR1409B. IRM acquisition curves indicate that this secondary component is also carried by hematite. Same conventions as in figure 4

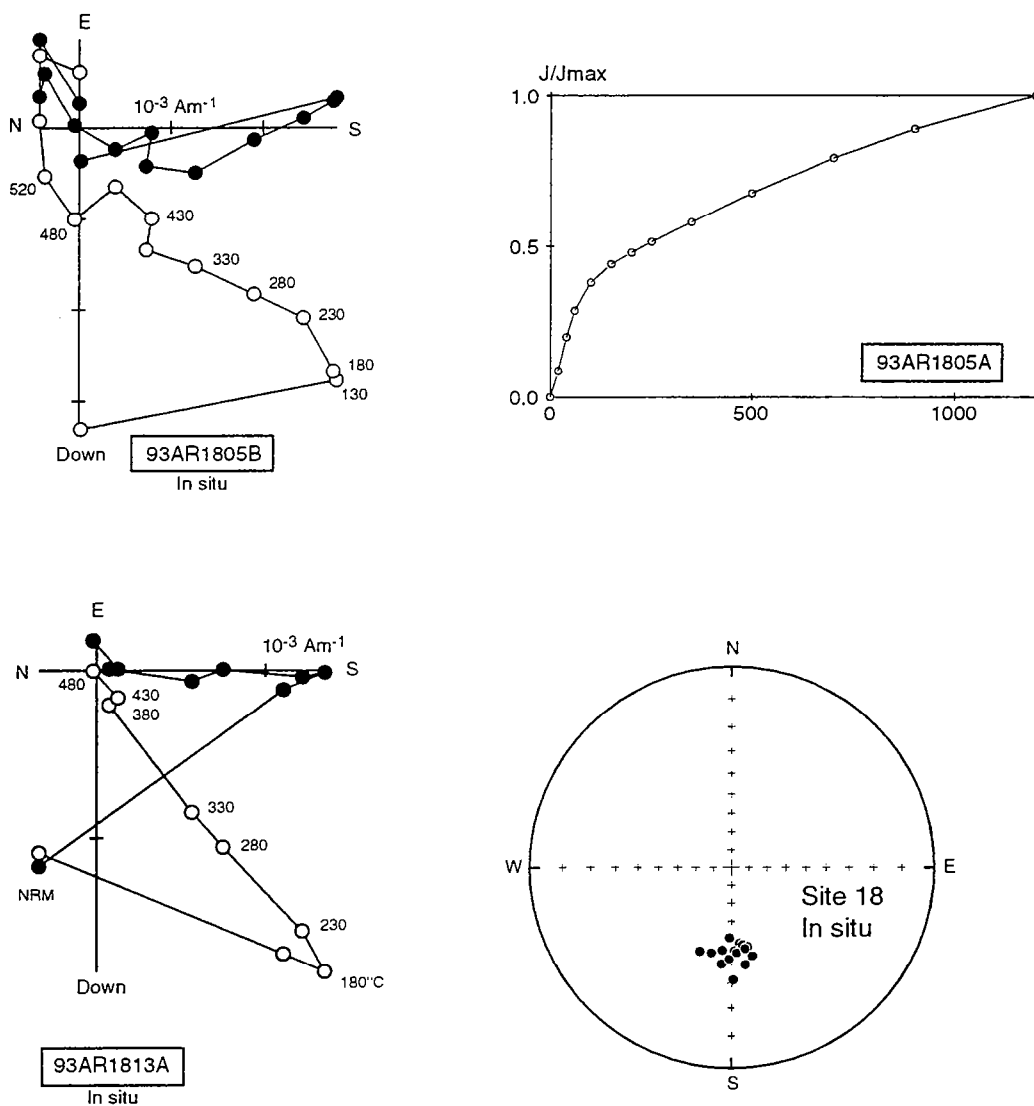


Figure 6. Examples of thermal demagnetizations from Site 18. A well defined magnetization of reverse polarity is removed in the interval 180-500°C (sample 93AR1813A). This component is well isolated in 17 samples shown in the stereoplot. Also, we can recognize this magnetization in sample 93AR1805B which also suggests an other ill-defined magnetization with high unblocking temperatures. The IRM acquisition curve indicates however the presence of hematite.

Behavior upon thermal demagnetization

We have observed various types of behavior upon thermal demagnetization showing either very well defined single component of magnetization, viscous overprint in the recent normal field or, a puzzling of low temperature overprints of reverse polarity.

Pirgua Formation. Except for site 2 in calcareous marl, where magnetite is the main carrier, hematite is the dominant magnetic mineral in the red beds (Sites 4 and 5) as well as in the very oxydized lava flow (Site 3) (Figure 4). In this flow, the same component of magnetization is carried by magnetite and hematite, suggesting that the oxidation did occur upon cooling of the volcanic unit. These sites showed normal components of magnetization only, a feature which possibly constrains the age of these rocks within the long Cretaceous normal interval (i.e. older than 84 Ma). This observation is consistent with the results obtained by Valencio et al. [1977].

Calchaquense Formation. In most samples, a primary component of magnetization was isolated at high temperature, generally above 500°C. However, in some samples, and especially at sites 12 and 14, a secondary component of reverse polarity was isolated between 200 and 600°C. IRM acquisitions (Figure 5) do not reveal evidence of magnetite, which suggest that the low-temperature component with reverse polarity is also carried by hematite. A diagenetic origin is possible for this component. Farallon Negro, a middle to late Miocene volcanic center, is located farther east and a remagnetization event cannot be completely discarded. Unfortunately, the tilt correction for these sites is not important and we cannot check for a pre-tectonic origin for this low-temperature component.

Famatima sequence. At Site 19, a complex magnetization is observed upon thermal demagnetization with a poorly defined secondary overprint of reversed polarity and a scattered normal component at high temperature.

In contrast, a well defined low temperature component (~150-500°C) was isolated in 17 samples from Site 18 (Figure 6). It was impossible to determine a characteristic magnetization with higher unblocking temperature, although the IRM acquisition demonstrates the presence of hematite. The low temperature component is a pure reverse magnetization in in-situ coordinates.

The volcanoclastic sediments. The remanent magnetization of the sediments with a large volcanoclastic input is mainly controlled by magnetite. Examples of thermal demagnetization are given in Figure 7. For most samples, the primary origin of the magnetization is documented by antipodal characteristic magnetizations. Moreover, for sites with significant tilt correction, normal viscous overprint can also be rejected, since the normal component clearly differs from the present day magnetic field (Figure 7).

Characteristic directions

All the characteristic directions that have been used for the calculation of a mean direction per site were determined by least-squares fit through the origin (except for site 18, see below) with a maximum angular deviation around the best-fit line of less than 10° (average 4°). This procedure resulted in the rejection of 37% of the collected samples. However, taking into account the large number of samples drilled at each site, only two sites (9, 19) did not provide a characteristic mean direction. Two thirds of the samples have a normal magnetization. Consequently, all mean characteristic directions (Table 3) have been plotted in normal polarity in order to better visualize the overall trends in the data.

At Site 18 (Figure 6), the only magnetization recovered through thermal demagnetization is a low temperature component. The tilt correction rotates this magnetization by about 40° without modifying the mean inclination. Thus it is difficult to assess a primary or secondary origin for this component. A pre-tectonic origin would indicate about 40° clockwise rotation for this area, a result not predicted by an analysis of the structural trends of this area. Thus, we interpret this magnetization as a secondary magnetization, the origin of which still needs to be investigated and it will therefore be used no further.

Structural studies of the Argentinian Andes [Allmendinger, 1986, Marret et al., 1994, Jordan et al., 1993; de Urreizteita et al, 1993] have revealed many high angle thrust faults. All our sampling sites are from units which have experienced complex tectonic histories and thus the averaging of all paleomagnetic data could be misleading. Moreover, variations in the trends of faults and in the orientation of sedimentary basins also suggest a component of rotation associated with compressional events. For these reasons, we will not attempt to provide a mean value for all sites or groups of sites. Only the regional pattern may reveal the underlying tectonic processes recorded by the paleomagnetic data.

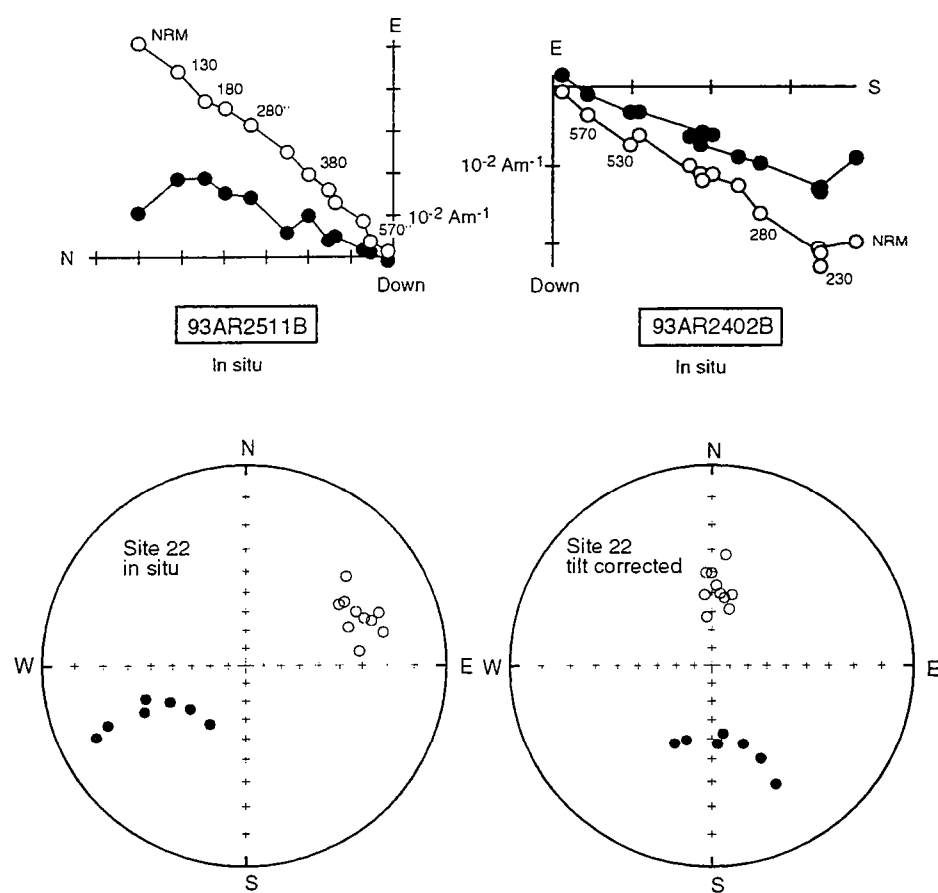


Figure 7. Typical orthogonal diagrams of thermal demagnetization for the Mogna Sites showing unblocking temperatures below 600°C. Stereographic projection of characteristic directions at site 22. The primary origin for the magnetization is demonstrated by the polarity test and the fact that the characteristic directions with normal polarity are distinct from the present day field in in situ coordinates. (Open (filled) symbols are projection in the upper (lower) hemisphere).

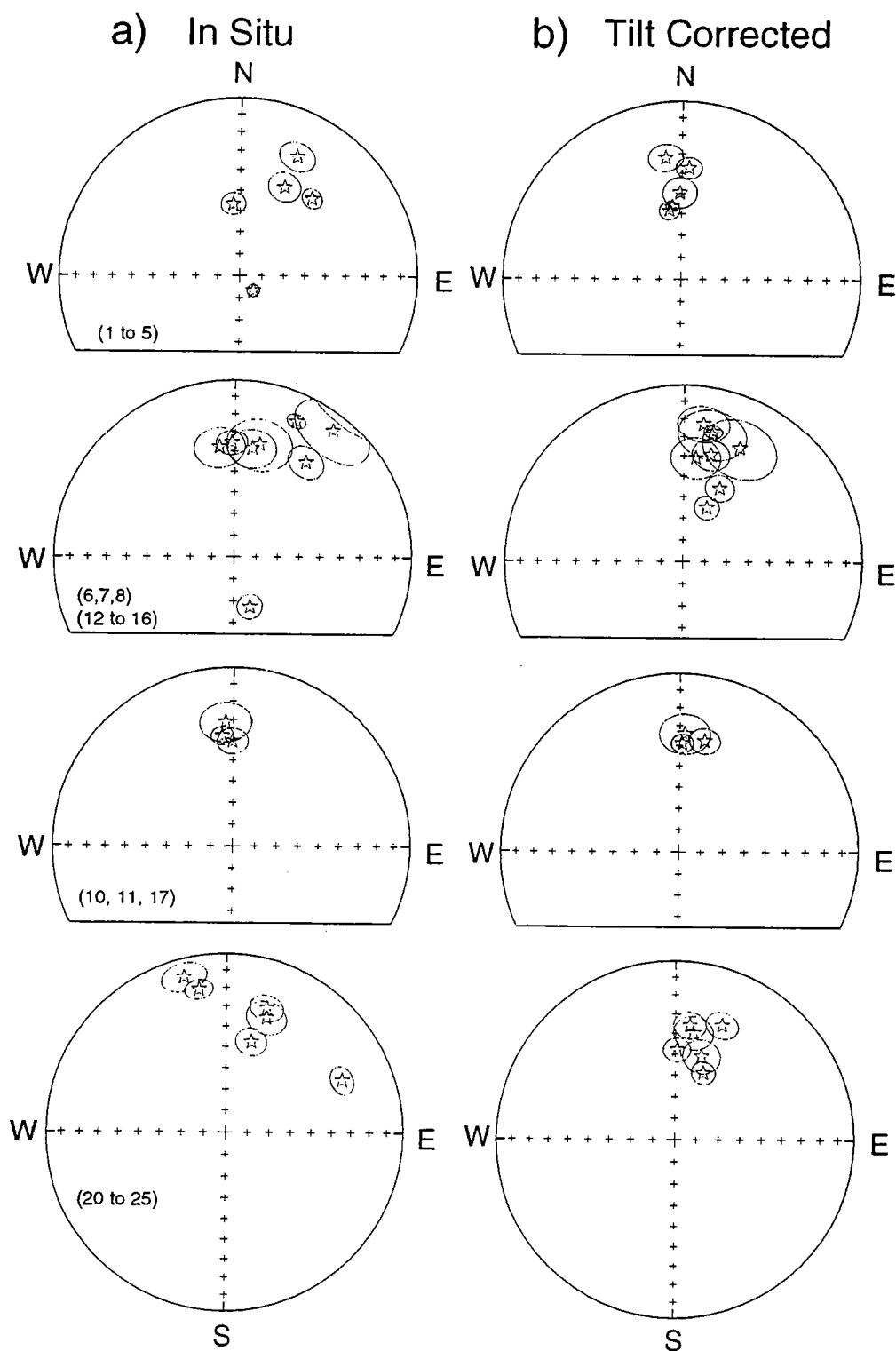


Figure 8. Equal-area projections of site-mean paleomagnetic results (stars with the cones of confidence at 95%). Left (right) diagrams correspond to data in in situ (tilt corrected) coordinates.

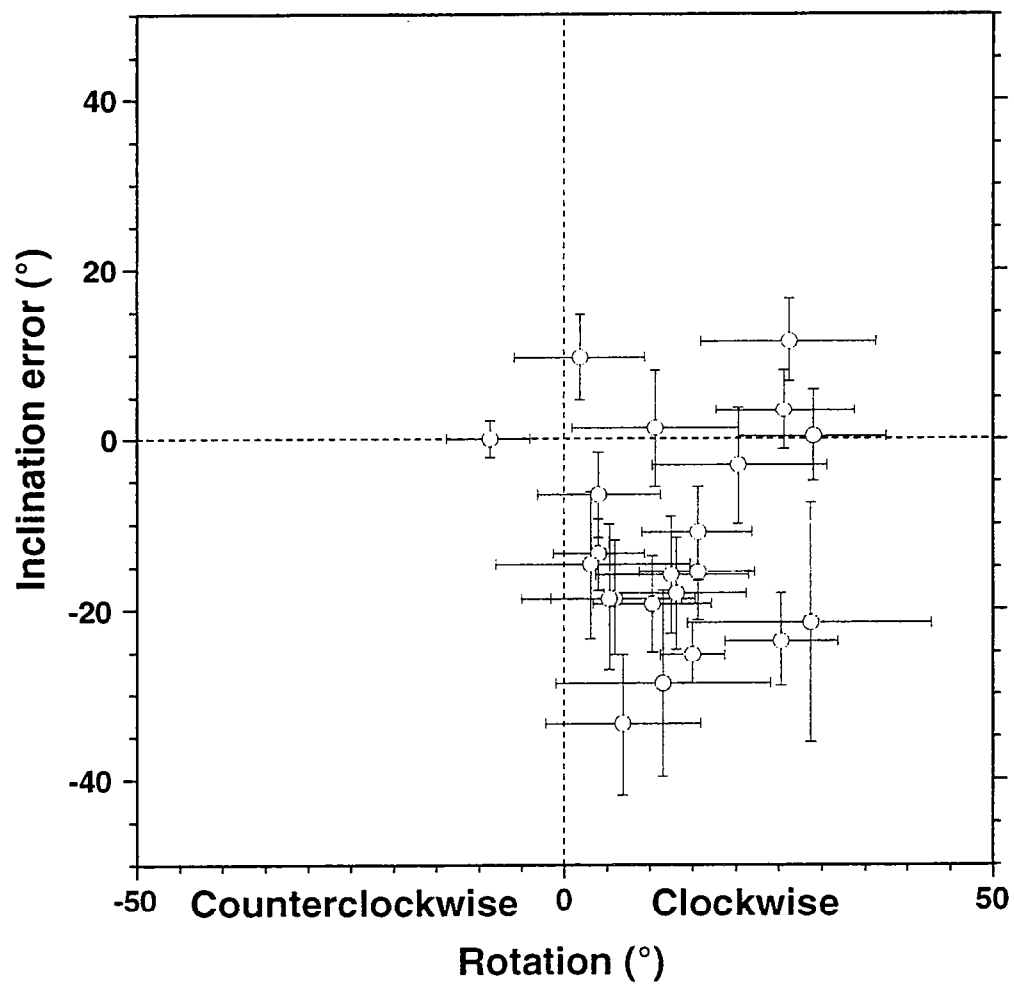


Figure 9. Cross plot showing the distribution of rotations versus inclination errors with their associated errors bars.

The site-mean paleomagnetic results are shown in Figure 8. Four groups of sites are represented according to the geographical distribution from North to South. It is obvious that the clustering of data is improved after tilt correction. Significant clockwise deflections of the declinations is observed for the group of sites (6,7,8,12,13,14,15,16) near the area of Hualfin - Santa Maria and also for the group of sites further south (20 to 25).

The results obtained from Cretaceous units (Pirgua formation) demonstrate that this area was subjected to minor clockwise rotations. Although the rotations appear to be of low magnitude, it may not be secure to use paleomagnetic data from this area [Valencio et al., 1977] for an accurate definition of a South-American apparent polar wander path.

In the area of Santa Maria and Hualfin, our paleomagnetic results provide new evidence for components of clockwise rotations. The mean paleomagnetic direction determined in the course of the magnetostratigraphic study by Butler et al. [1984] also confirms the trend in this area. Further south, on the western side of the Salar de Pipanaco (Sites 10,11 and 17), there is no evidence for rotation. In contrast, at sites 20 and 21, up to 20° of rotation is recorded in the Sierra west of the locality of Villa Union.

In the Sierra de Mogna (Sites 22 to 25), the results also support clockwise rotations, in contrast to the data obtained in the course of a magnetostratigraphic study by Reynolds et al. [1990], at Las Juntas a few tens of kilometers west from our sampling area. However, little information related to the tilt correction applied to the data is given by Reynolds et al. [1990] and it is difficult to further discuss this result.

A cross plot of rotation versus inclination error shows two clear trends in the data (Figure 9). There is evidence for a systematic shift toward clockwise rotations of up to 30°, but also evidence for inclination errors. While the trend toward clockwise rotations is easily understood in the present tectonic setting, the trend toward low inclinations cannot be explained by southward motions of the area. Inclination errors have often been reported in sediments. Shallowing of inclinations may occur during deposition [Tauxe and Kent, 1984] and can be further enhanced by compaction [Arason and Levi, 1990].

In order to further investigate the origin of the inclination error, we have undertaken a study of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility for several sites.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (A.M.S.)

The study of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (A.M.S.) is one way to investigate the strain field [Borradaile, 1987, 1988; Rochette and Vialon, 1984; Kissel et al, 1986; Lamarche and Rochette, 1987]. The magnetic fabric of a rock sample also depends strongly on the relative contribution of various ferromagnetic and paramagnetic minerals with anisotropy controlled by orientation of the crystallographic axes and (or) the shape of the minerals (see Rochette et al. [1992] for a review).

The magnetic susceptibility can be expressed by a 3 x 3 matrix called the tensor of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (A.M.S.). In the frame defined by the eigenvectors of the normalized tensor, the three eigenvalues K_{max} , K_{int} and K_{min} provide the maximum, intermediate and minimum intensity values of the ellipsoid of AMS. K_{max} is associated to the direction of the magnetic lineation, and K_{min} to the pole of magnetic foliation. In sedimentary rocks, the magnetic foliation is initially controlled by depositional processes, flat and elongate particles being oriented in the bedding plane. The process is further enhanced during compaction. A magnetic lineation can be acquired by various processes: (1) alignment of elongate particles during sediment deposition in the presence of significant currents [Hamilton and Rees, 1970]; (2) a control by the Earth magnetic field during deposition; (3) the intersection of bedding and the horizontal compressional tectonic phase.

A.M.S. Results

Most sites show an A.M.S. fabric controlled by the bedding (Table 4). A Fisher calculation of all the mean-site K_{min} vectors (after tilt correction) provides an inclination of 89.6° with a half-angle of confidence of 4.6° and a concentration parameter k of 52. This shows that the average magnetic foliation is parallel to the bedding. The relative importance of foliation versus lineation is shown in Figure 10. The intensity of the foliation parameter varies from low values (1%) to moderate ones (10%).

At several sites, a well defined lineation was observed although the intensity of the lineation fabric was mostly lower than 2%. For an unusual case (Site 16, Figure 11) where the lineation is better defined than the foliation, the minimum and intermediate axes are scattered along a girdle. It is worth noting that the lineation fabric was more easily identified in samples containing magnetite than in those

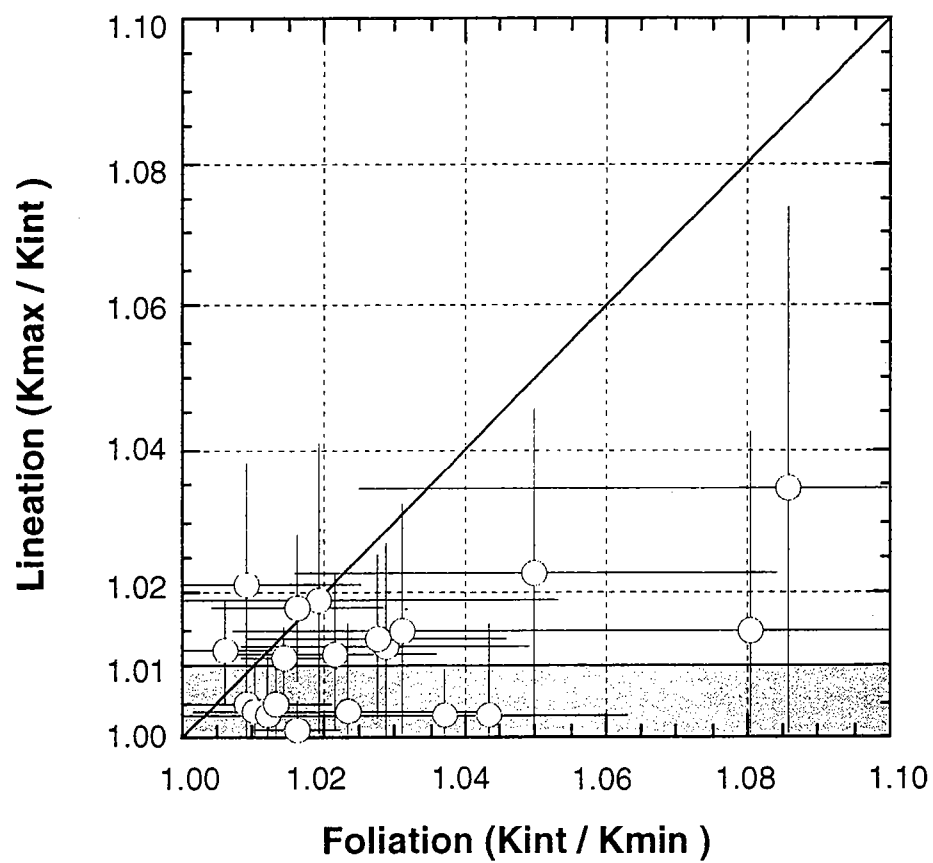


Figure 10. Cross plot of magnetic lineation versus foliation for the AMS tensorial means.

Site 16

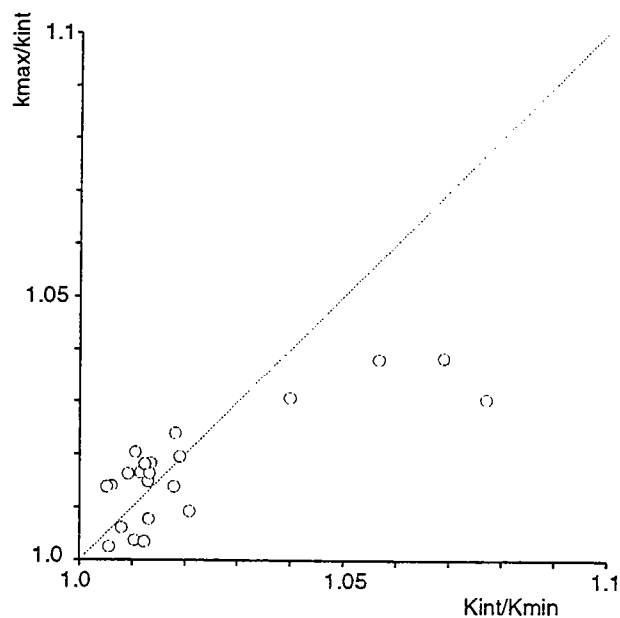
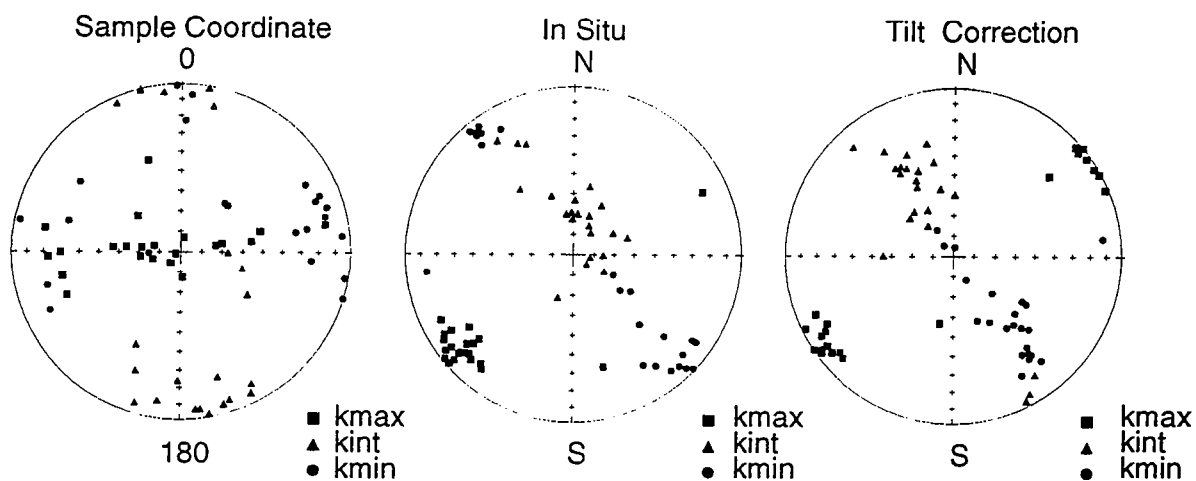


Figure 11. Example of AMS at site 16 where the lineation is well developed in many samples. (Top) Equal-area projections of AMS directions for individual samples in sample coordinates, in situ and after tilt correction. (Bottom) crossplot of the lineations versus foliations parameters.

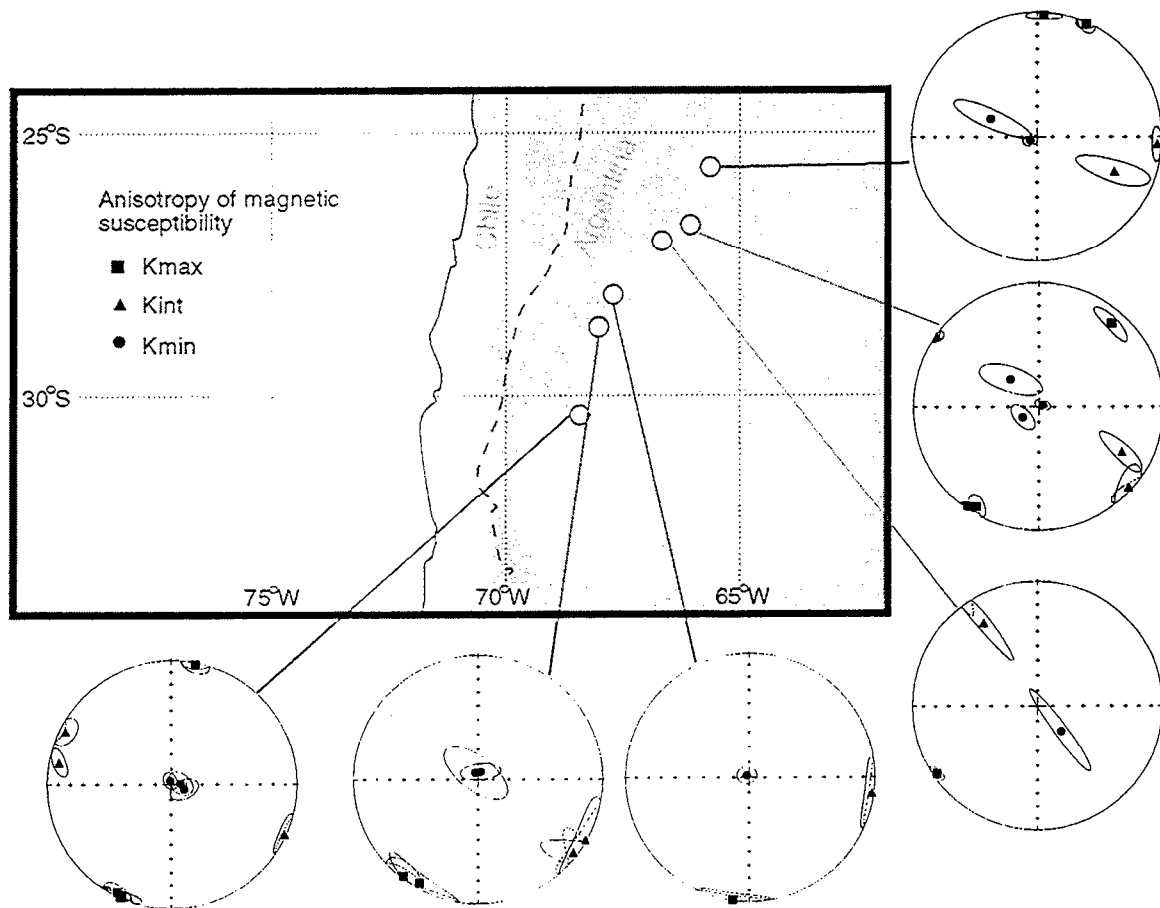


Figure 12. (a) Stereographic projections of principal axes of AMS tensors (tilt corrected) for the sites with a magnetic lineation parameter greater than 1%. We can observe that the Kmin vectors are orthogonal to the bedding plane and that the Kmax vectors are N-NE directed.

with hematite. This could be due to the resolution of the Digico apparatus when dealing with samples with low magnetic susceptibility ($<10^{-4}$ S.I.) or to the better response of elongate magnetite particles. Only a more detailed study with a scanning electron microscope could reveal the shape of the magnetite grains.

The error bars associated with the mean-site values of the lineation and foliation parameters are large. They reflect the variations of grain size between the samples, which also control the compaction. However, the AMS directions are well clustered and the parameters defining the ellipses of confidence at 95% [Jelinek, 1978] are usually low.

Origin of the magnetic lineation

We will only take into account sites for which the lineation parameter is greater than 1%, in order to avoid discussion of poorly defined Kmax directions.

After tilt correction (Figure 12), Kmax direction for all these sites trend to N-NE and are subhorizontal (i.e. contained in the bedding plane). As it was previously seen, several hypotheses could be advanced to explain such magnetic lineation [Rochette et al., 1992]. An origin inherited from mineral reorientation induced by paleocurrents is unlikely to induced so well consistent and concentrated clusters within a site made of various layers. Moreover, the sediments are mostly derived from the erosion of the Frontal Cordillera. An overall West to East transport direction is therefore expected, a feature which is not recorded by magnetic data (Figure 12).

The Kmax directions are relatively close to the remanent declination (N-NE, S-SW) and an anisotropy controlled by the remanence must therefore be discussed. First, we are able to reject the hypothesis of an instrumental bias linked to secondary harmonic of remanent origin, because thermally demagnetized samples provided the same results as non-demagnetized samples. A second possibility is the development of AMS under the control of the magnetic field by physical alignment associated with the acquisition of depositional or post depositional remanences. The large decrease in the scatter of the magnetization after tilt correction has shown that the remanence recorded in the samples was of primary origin. In contrast, the fact that the Kmax declination does not change upon tilt correction (Figure 13) demonstrates that the lineation is close to the fold axis and thus linked to the regional deformation field, as described in other regional compressional settings [Kissel et al, 1986; Lamarche and Rochette, 1987; Scheepers and Langereis, 1994]. Finally, an other argument for strain in our samples is that lineation was not observed at undeformed Pliocene sites (sites 10, 11).

Discussion

We have already shown that there was a significant shallowing effect (mean inclination error $12^\circ \pm 12^\circ$) in our samples. It is well known that sediments may record an inclination shallowing during deposition. This inclination error could be due to compaction (see Arason and Levi [1990] for a review of theoretical models). The anisotropy of magnetic susceptibility data confirm the importance of compaction although it is not possible to relate quantitatively the shallowing errors to the A.M.S. foliation values. This is especially true for heterogeneous grain-sized continental sediments. An interesting observation was made for samples from Site 4, where there was a slight increase in susceptibility after thermal demagnetization, due to the production of new magnetic phases upon heating. The A.M.S. foliation plane was greatly enhanced after heating without increase in the lineation parameter. This is an example of thermal enhancement of the magnetic fabric which does not modify the principal directions of AMS. This artificially induced change in the shape of the A.M.S. tensor shows the difficulty of using A.M.S. to quantify either a related inclination shallowing or the shape of the strain tensor recorded in rocks of various mineralogical composition and grain sizes.

Acknowledging the relation between compaction and inclination shallowing, a more striking question follows: what is the effect of the horizontal strain upon the remanent declination and can we use the remanent magnetization as a good marker of tectonic rotations?

First of all, the lineation parameter indicates that the horizontal shortening is about on average 3 times less important (ratio foliation/lineation from our data) than the vertical shortening due to compaction. Also, as the regional stress field expected during the Miocene is almost E-W and thus almost orthogonal to N-S magnetic direction, this configuration should have little impact on the remanence direction. Figure 14 demonstrates the link between the rotation parameter and the direction of shortening revealed by the magnetic anisotropy. From the previous discussion, we interpret this result as evidence for deformation induced clockwise rotations about a vertical axis.

Geological studies and analyses of microstructures from the Bolivian border down to 28°S have already shown evidence for a thrusting phase on NNE-SSW striking faults, prior to about 9 Ma in the

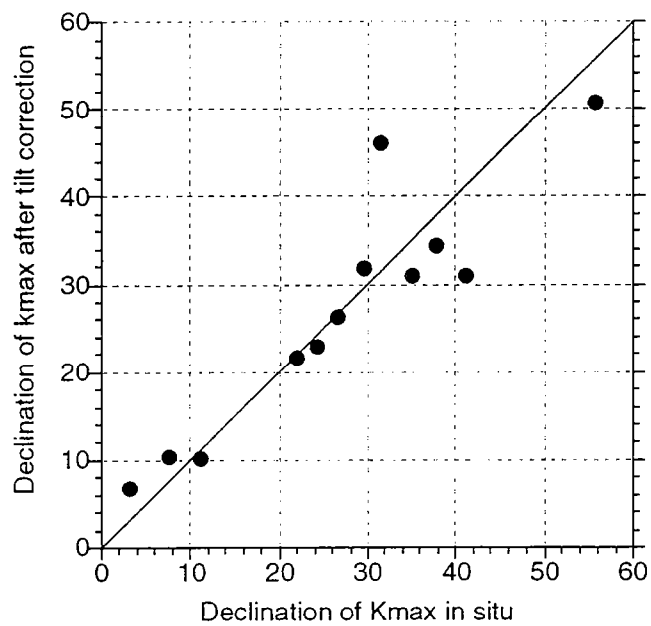


Figure 13. Cross plot of the Kmax declinations in in-situ versus tilt-corrected. The almost linear relationship indicates that the Kmax is invariant upon tilt correction (i.e. more or less coincident with the fold axes).

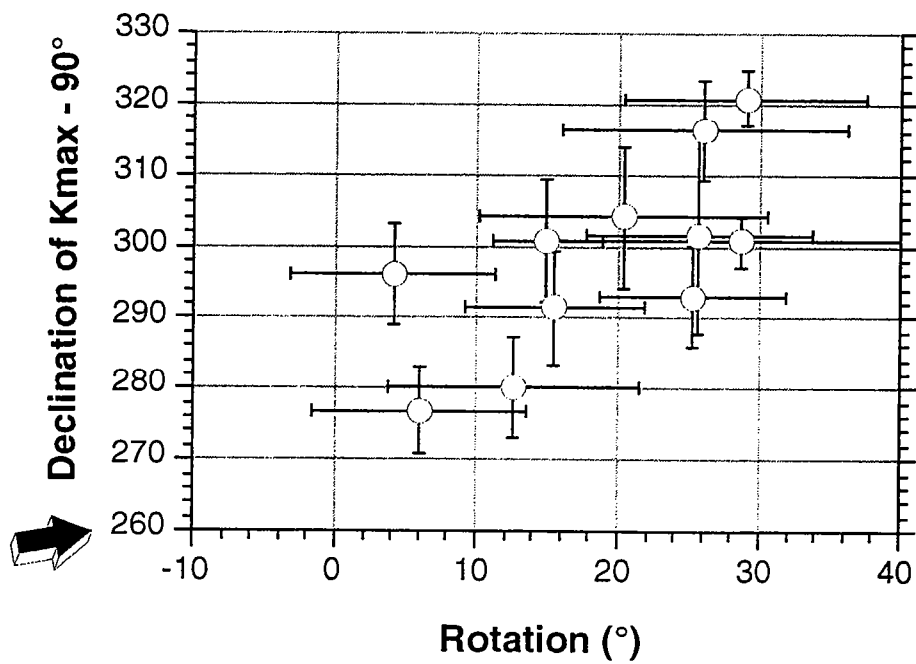


Figure 14. Relation between the rotation and the direction of the maximum axis of anisotropy for the sites showing a magnetic lineation parameter greater than 1%. We interpret this relation as evidence for a late rotation of the strain field or occurring in the course of dextral wrenching.

northern part and extending from 13Ma to Early Pliocene further south. This shortening direction ($120^{\circ} \pm 20^{\circ}$) does not overlap the expected Miocene plate convergence directions ($\sim 80^{\circ}$) [Marrett et al., 1994, Cladouhos et al., 1994]. These authors indicate that the compressional tectonic phase was followed by a middle Pliocene to Early Pleistocene strike-slip phase. Our new paleomagnetic results clearly demonstrate that a process involving clockwise rotations is of significant tectonic importance in the Andes of North-West Argentina. The link between the direction of compression and the rotation parameters in our study (Figure 14) suggests that later clockwise rotation of the Middle Miocene shortening direction account at least in part for the observed discrepancy. (120° instead of 80°).

However a further more detailed paleomagnetic study is required to better constrain the timing and the scale of these rotations. The shape of the basement blocks and their important rheologic contrasts with the Tertiary sedimentary basins obviously add significant complexities in a dextral wrenching context and could explain the scatter observed in the rotations between sites a few tens of kilometers apart (for example, the Hualfin area).

Concluding remarks

1. The paleomagnetic study of the transition zone between the Puna and the Sierras Pampeanas of north-west Argentina, shows a pattern of clockwise rotations up to 30° .

2. A detailed analysis of AMS for several sites shows that the sediment have recorded a late Miocene - early Pliocene compressional event. There is a clear link between the shortening direction deduced from the observed AMS lineation and the paleomagnetic rotations. To explain this observation, rotations should have occurred at a later stage of the compressional event, when a component of dextral strike-slip was taking place.

3. It is well known that the Andean deformation front has migrated eastward since the late Cretaceous. Since the obliquity of convergence was even greater in early Tertiary time, dextral wrenching should be widespread across the Andes from Chile to Argentina. To some extent the Chilean forearc, where clockwise rotations seem widespread, if not major dextral fault zones, could accomodate tectonic processes that have occurred further east, from the Pre-Cordillera of Chile to the Sierras Pampeanas.

Acknowledgments.

Discussions with Peter Cobbold, Denis Gapais and Claude Le Corre have been helpful at various stages of this study. We thank the paleomagnetic team of the University of Aix Marseille for their help in using the Micromag 2900 for the acquisition of hysteresis data. This work was supported by CNRS-INSU and ORSTOM Andean project.

Sites	Age (Ma)	Localisation	Formation	NRM (A/m)	K (S.I.)	Dip	Strike
1	30	27°00.0'S 65°30.0'W	-----	4.77e-03	1.56e-04	42	73
2	80	25°38.1'S 65°37.3'W	Pirgua	8.80e-04	2.42e-04	43	24
3	80	25°43.1'S 65°41.8'W	Pirgua	2.20e-01	8.18e-04	45	356
4	80	25°52.0'S 65°41.8'W	Pirgua	1.72e-02	2.10e-04	21	113
5	80	25°56.5'S 65°43.4'W	Pirgua	8.01e-03	1.64e-04	39	343
6	10	26°46.6'S 66°01.2'W	LaS Arcas	5.22e-02	4.42e-03	36	0
7	10	26°46.3'S 66°01.8'W	LaS Arcas	1.16e-02	1.30e-03	31	1
8	10	26°49.1'S 66°03.3'W	San José	8.16e-02	6.56e-03	48	95
10	10	28°28.3'S 67°07.1'W	Salicas	3.22e-02	3.98e-03	10	195
11	10	28°24.4'S 67°05.2'W	Salicas	1.50e-02	3.28e-03	9	183
12	30	27°13.1'S 66°51.1'W	Calchaquense	1.88e-03	9.36e-05	18	189
13	30	27°13.8'S 66°50.3'W	Calchaquense	4.56e-03	1.09e-04	16	83
14	30	27°13.7'S 66°51.3'W	Calchaquense	3.48e-03	1.12e-04	8	102
15	30	27°09.8'S 66°45.6'W	Calchaquense	2.11e-03	1.33e-04	37	15
16	30	27°08.9'S 66°49.3'W	Calchaquense	5.61e-03	1.50e-03	36	218
17	10	27°54.4'S 67°23.4'W	-----	1.97e-02	2.11e-03	17	171
18	10	28°07.0'S 67°42.0'W	-----	4.04e-03	2.40e-04	41	203
19	10	28°00.8'S 67°39.3'W	-----	1.27e-02	2.99e-04	22	168
20	10	28°43.0'S 68°00.7'W	Vinchina	1.24e-01	6.20e-03	52	227
21	10	28°44.0'S 68°00.6'W	Vinchina	4.46e-02	3.73e-03	61	216
22	10	30°15.0'S 68°25.0'W	-----	7.29e-02	5.51e-03	69	21
23	10	30°45.0'S 68°25.0'W	-----	1.93e-02	5.47e-04	19	348
24	10	30°45.0'S 68°25.0'W	-----	2.78e-02	4.96e-03	15	348
25	10	30°45.0'S 68°25.0'W	-----	5.47e-02	4.87e-03	17	138

Table 1. Site coordinates (Latitude, longitude), K, geometric mean susceptibility (SI), NRM, geometric mean intensity of magnetization in A/m.

Age (Ma)	Reference VGP		
	Latitude	Longitude	α_{95}°
10	84,5	137,4	2,3
30	80,5	107,3	2,7
80	78,9	183,0	3,5

(from Roperch and Carlier, 1992)

Table 2. Reference Virtual Geomagnetic Poles used to determined the rotations parameters.

Site	n	Kmax	D	I	P1	P2	Kint	D	I	P1	P2	Kmin	D	I	P1	P2	L	F	%An
02	7	1.035	3.2	2.4	8.6	3.5	1.020	273.4	-4.2	8.6	4.7	0.944	243.3	85.2	4.9	3.6	1.015	1.081	9.6
04	11	1.019	22.0	4.4	9.7	7.0	1.000	293.8	-22.1	19.4	6.7	0.981	281.4	67.4	20.3	6.8	1.019	1.020	3.9
06	15	1.050	215.0	2.6	3.9	2.8	1.015	125.0	-1.4	5.2	3.3	0.935	62.2	87.0	5.2	3.3	1.035	1.086	12.3
07	21	1.031	41.1	11.8	12.0	5.2	1.008	311.8	-3.2	13.6	7.7	0.960	236.6	77.8	10.1	5.2	1.022	1.050	7.3
08	18	1.010	31.4	-6.4	8.8	4.6	0.998	118.4	24.9	21.6	4.5	0.992	134.8	-64.2	21.8	8.0	1.012	1.005	1.8
10	6	1.010	336.5	1.5	22.3	10.3	1.006	246.3	4.3	22.1	10.7	0.983	85.4	85.4	11.4	10.2	1.004	1.023	2.7
11	8	1.006	327.8	0.0	53.0	7.4	1.005	237.8	-3.0	53.0	5.6	0.989	237.8	87.0	8.8	4.5	1.001	1.016	1.6
13	20	1.006	49.9	-1.8	38.1	7.4	1.003	319.8	-4.8	38.1	15.5	0.991	340.4	84.9	15.9	6.3	1.003	1.012	1.5
14	10	1.006	292.9	8.5	22.4	7.2	1.001	202.7	0.8	23.0	11.1	0.992	107.2	81.5	12.6	7.2	1.005	1.010	1.5
15	20	1.006	70.9	8.1	20.9	6.0	1.002	161.0	0.4	20.9	9.9	0.992	73.7	-81.9	10.1	6.3	1.004	1.010	1.4
16	22	1.017	55.7	-3.7	4.9	3.1	0.996	327.2	22.3	34.3	3.6	0.987	136.8	67.4	34.3	4.1	1.021	1.010	3.1
17	15	1.016	85.4	-2.9	33.1	6.1	1.013	355.4	-1.5	33.0	5.1	0.971	58.7	86.8	6.8	5.2	1.003	1.044	4.7
18	18	1.015	7.6	-1.1	17.0	5.5	1.003	277.6	-1.7	17.0	6.4	0.982	310.4	88.0	6.5	5.5	1.012	1.022	3.4
19	9	1.008	16.6	-0.7	17.7	6.2	1.003	286.7	13.3	16.9	8.4	0.990	103.6	76.7	17.0	11.9	1.005	1.013	1.8
20	13	1.018	29.6	-5.1	21.2	6.8	1.004	299.6	-1.0	21.3	9.8	0.977	19.1	84.8	13.2	5.2	1.013	1.027	4.1
21	11	1.012	37.9	-2.4	11.5	10.0	1.001	307.7	-4.0	26.0	6.2	0.987	339.3	85.4	24.9	11.0	1.011	1.014	2.5
22	21	1.020	26.6	-3.2	7.6	6.2	1.005	296.9	5.3	9.0	7.3	0.975	85.8	83.8	9.1	6.2	1.015	1.030	4.6
23	8	1.014	0.6	-0.7	24.6	2.3	1.011	270.6	2.4	24.6	4.0	0.975	74.3	87.5	4.2	2.4	1.003	1.036	4.0
24	10	1.017	11.3	1.6	7.8	6.3	0.999	281.1	8.9	9.8	4.4	0.983	111.4	80.9	9.7	6.1	1.018	1.016	3.5
25	15	1.018	24.2	-1.8	10.2	4.8	1.005	294.2	-1.4	10.1	5.1	0.977	346.8	87.7	5.9	4.1	1.012	1.029	4.2

Table 4. *n* is number of samples used to determine the mean normalized susceptibility tensor; *k*_{max}, *k*_{int} and *k*_{min} are the eigenvalues with their respective eigenvectors (*D*,*I*) in in Tilt-corrected coordinates; P1, P2 are the parameters of the ellipse of confidence at 95%; L and F are the Lineation and Foliation parameters; %An is ((*k*_{max}/*k*_{min}) -1)x100.

Site	n/N	K	a95	In situ		Tilt corrected		Rotation	ΔR	Flattening	ΔF
				Dec	Inc	Dec	Inc				
01	13/13	216.9	2.8	316.7	80.9	172.7	55.9	-8.8	4.8	0.0	2.2
02	5/16	117.0	7.5	26.3	-43.5	354.2	-29.3	6.0	7.6	-18.8	6.8
03	12/16	140.0	3.7	42.8	-40.3	349.9	-57.8	1.8	7.6	9.6	4.9
04	13/15	60.6	5.4	354.4	-56.5	3.6	-37.3	15.5	6.3	-11.2	5.4
05	9/10	49.6	7.4	25.4	-26.7	358.7	-46.6	10.6	9.7	1.1	6.8
06	11/16	10.0	15.2	217.6	10.3	206.1	29.4	28.7	14.2	-21.7	14.2
07	11/21	153.8	3.7	24.0	-16.8	12.6	-25.6	15.0	3.9	-25.5	3.6
08	12/14	60.1	5.6	341.5	66.1	203.5	62.9	26.1	10.1	11.6	4.9
10	4/9	81.0	10.3	356.4	-31.0	2.5	-34.1	5.2	10.2	-18.8	8.5
11	7/15	176.2	4.6	354.2	-37.9	1.4	-39.1	4.1	5.2	-13.7	4.2
12	13/26	16.7	10.4	352.1	-37.4	4.4	-41.1	3.2	11.4	-15.0	8.6
13	18/19	12.9	10.0	9.0	-37.9	8.0	-22.3	6.8	9.1	-33.8	8.3
14	7/16	20.9	13.5	12.3	-35.2	12.7	-27.2	11.5	12.5	-28.9	11.0
15	22/26	16.9	7.8	36.9	-33.6	14.2	-37.8	13.0	8.4	-18.3	6.6
16	15/23	36.4	6.4	178.5	35.5	206.3	51.9	29.0	8.6	0.3	5.5
17	15/22	36.3	6.4	359.6	-40.8	12.8	-36.4	15.5	6.7	-15.9	5.5
18	17/24	99.3	3.6	179.0	44.1	222.7*	45.7*				
20	8/12	111.5	5.3	349.1	-19.8	22.9	-56.3	25.7	8.0	3.2	4.7
21	8/15	48.0	8.1	344.7	-11.1	17.6	-49.2	20.4	10.2	-3.2	6.8
22	16/20	41.6	5.8	65.6	-28.8	1.2	-48.0	4.1	7.3	-6.6	5.0
23	12/15	42.8	6.7	198.1	27.6	187.3	35.5	10.2	6.9	-19.6	5.7
24	8/10	45.8	8.3	19.4	-32.4	9.7	-39.0	12.6	8.9	-16.1	6.9
25	11/15	48.2	6.6	15.5	-46.1	22.3	-31.3	25.2	6.6	-23.8	5.6

Table 3. n/N , number of samples used in the calculation of the mean direction /

studied samples; k , Fisher's precision parameter; $\alpha 95$, semi-angle of confidence;

Dec , Inc , mean declination and inclination in in situ an after tilt correction; $R \pm$

ΔR , $F \pm \Delta F$: rotation and flattening parameters and their associated errors.

Annexe 1.3.

EL LIMITE ENTRE PRECORDILLERA Y SIERRAS PAMPEANAS (ANDES CENTRALES DE ARGENTINA): CONSECUENCIAS TECTONICAS Y TOPOGRAFICAS REGIONALES.

E.A. Rossello ^{1 2}, M.E. Mozetic ^{1 3}, P.R. Cobbold ⁴ & M. de Urreiztieta ⁴

1 Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina; 2 CONICET; 3 BHP Petroleum Argentina y 4 Géosciences Rennes (UPR 4661-CNRS), Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, Francia.

INTRODUCCION

La geología de la porción centro-occidental de Argentina ha sido regionalmente dividida en diferentes unidades morfoestructurales o provincias geológicas a partir de sus estilos estructurales, evolución geológica y expresiones morfológicas (Turner, 1979). Muchas veces sus límites están remarcados por accidentes tectónicos de primera magnitud o simplemente por cambios litoestratigráficos. El límite Precordillera-Sierras Pampeanas aparece regionalmente circunscripto por afloramientos (Aparicio, 1984; Guerrero *et al.*, 1993), solamente en escasos y aislados sectores dentro de la extensa cuenca de antepaís neógena que se desarrolla como consecuencia de la evolución de la Cordillera de los Andes. De esta manera, en la porción austral de este límite, pequeños sectores de rocas cristalinas atribuidas a las Sierras Pampeanas, afloran debido a que integran importantes láminas de cabalgamientos dentro de la cuenca de antepaís (Allmendinger *et al.*, 1990). La porción intermedia, está liderada por la Sierra Pié de Palo que se interpone mediante cabalgamientos como un amplio bloque del basamento en medio de la cuenca de antepaís. Sobre la porción septentrional, el límite aparece mejor definido por la presencia del Lineamiento Desaguadero-Valle Fértil, que empalma oblicuamente desde el SSE, a la altura de la Sierra de Umango, produciendo acuñamientos en la porción precordillerana (Baldís *et al.*, 1981).

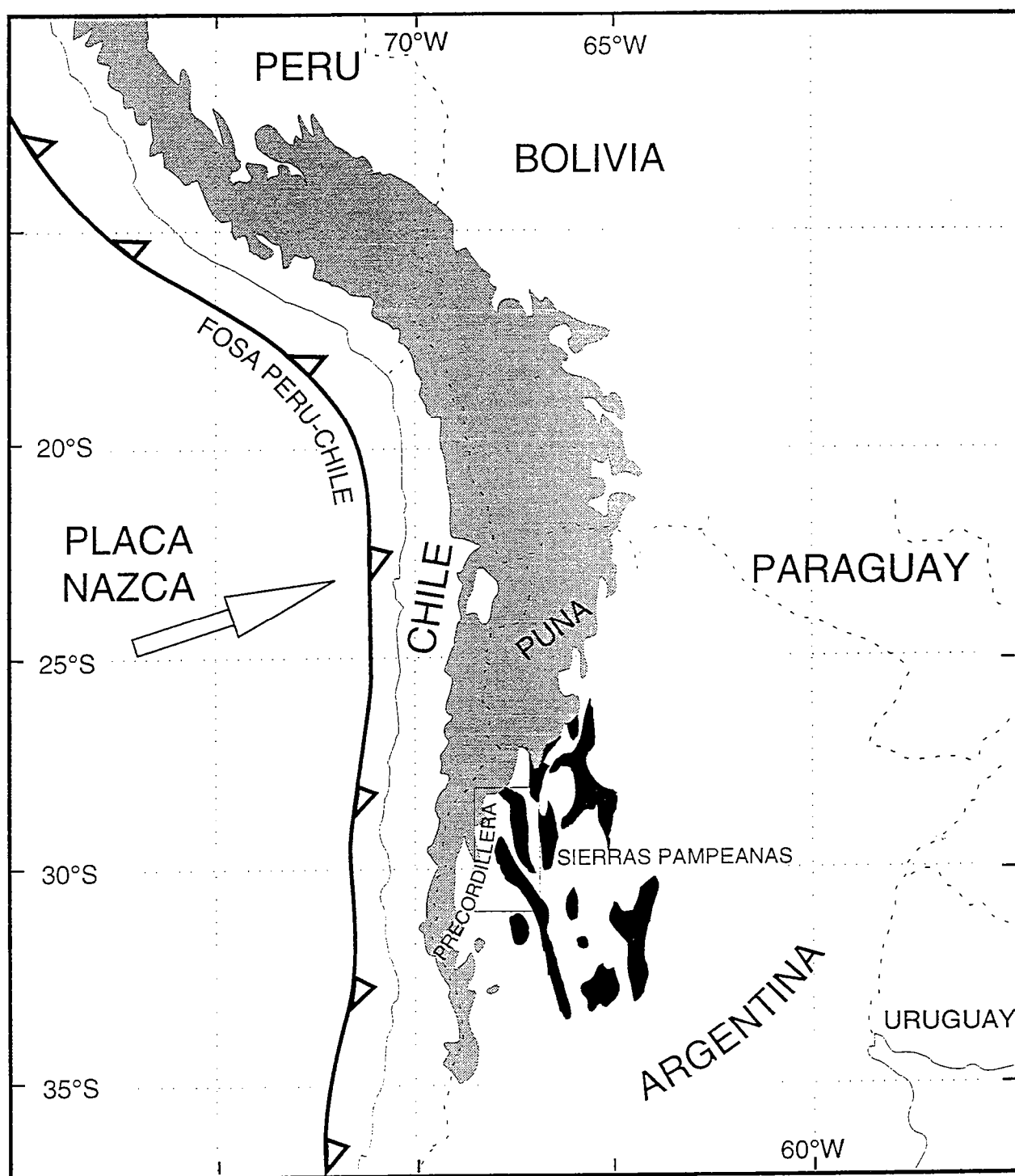


Figura 1: Ubicación de la región estudiada dentro del contexto de la Cordillera de los Andes y la dirección principal de subsidencia de la Placa Nazca. El recuadro indica la localización de la Fig. 2 (tomado de Urreiztieta *et al.*, 1995).

En el presente trabajo se utilizaron interpretaciones de imágenes EOSAT (escala 1:250.000), aerofotogramas (escala 1:50.000), controles de campo, información de subsuelo y abundantes antecedentes cartográficos y geológicos de la comarca, los que fueron volcados en un mapa de síntesis.

MARCO GEOLOGICO

Las Sierras Pampeanas están caracterizadas por un basamento cristalino-metamórfico precámbrico, con intrusiones graníticas cambro-devónicas y remanentes de sedimentos continentales carboníferos a triásicos (Grupo Paganzo) y rellenos neógenos en los bolsones intermontanos.

La Precordillera está constituida por sedimentitas de una extensa plataforma carbonática cambro-ordovícica en el oriente y turbiditas asociadas con lavas almohadilladas hacia el occidente y otra secuencia marina siluro-devónica que evoluciona desde una plataforma hacia facies turbidíticas. Luego de una importante fase de deformación Devónico tardío-Carbonífero temprano se producen relieves que controlan la sedimentación del Paleozoico superior-Triásico. Finalmente, se disponen sedimentos continentales cenozoicos dominados por unidades fluviales y aluviales con tobas interstratificadas que comenzaron a depositarse hace unos 21,6 Ma (Jordan *et al.*, 1993).

Ambas provincias geológicas responden a un modelo estructural andino de tectónica de láminas como consecuencia de la convergencia desarrollada a expensas de la subducción de la placa Nazca debajo de la placa Sudamericana (Fig. 1). En la Precordillera se genera una tectónica de tipo *thin skin* que determina un acortamiento de unos 95 km mediante la formación de una faja plegada y corrida hacia la cuenca de antepaís (Jordan *et al.*, 1983), en sentido nominal de secuencia (Morley, 1986). La deformación ocurre a partir de 6 a 14 Ma. (Jordan *et al.*, 1988, Beer & Jordan, 1989), aunque en la zona de La Troya, lo hace a partir de unos 16 Ma. (Reynolds *et al.*, 1987; Beer *et al.*, 1990). Zapata & Allmendinger (1993), consideran la generación de las estructuras de Huaco hacia unos 2,6 Ma. Las Sierras Pampeanas generan, en cambio, una tectónica de tipo *thick skin*, que determina un acortamiento de unos 10 a 20 km mediante el basculamiento y rotación de bloques submeridionales limitados por fallas inversas de alto ángulo y plegamientos envolventes a la cobertura sedimentaria a partir de unos 7 Ma., aunque fue más intenso entre 4 y 3,4 Ma. (Snyder *et al.*, 1990). De esta manera, los relieves así generados se alternan con cuencas cenozoicas rellenas con espesas unidades continentales que adquieren estilos estructurales de cuencas compresivas que varían desde tipo antepaís (*foreland*

basin) hacia las de tipo rampas (*ramp basin*) sobre una zona muy extensa que orla a la Cordillera de los Andes (Cobbold *et al.*, 1993).

Dentro de la porción centro-occidental de Argentina, pueden reconocerse una serie de lineamientos mayores que gobiernan la disposición de los principales cordones montañosos y depresiones y remarcan los límites entre provincias geológicas (Fig. 3). El Lineamiento Tucumán (LT), dispuesto NE-SO, es la expresión de un accidente transpresivo andino dextral de primera magnitud que limita hacia el sur la Puna y afecta la porción septentrional de las Sierras Pampeanas (véanse detalles en Urreiztieta *et al.*, 1993 y 1995; Aubry *et al.*, 1995). El Lineamiento Desaguadero-Valle Fértil (LD-VF), dispuesto NNO-SSE a lo largo de unos 700 km, se reconoce tanto en afloramientos como en subsuelo por el alineamiento de numerosos altos, generalmente escalonados con núcleos constituidos por basamento cristalino o sedimentitas de su cubierta. Los asomos responden a culminaciones de pliegues braquianticlinales combinados con fallamientos inversos dispuestos NNE-SSO que permiten apoyar las observaciones cinemáticas realizadas sobre los planos de falla que determinan la formación de un fallamiento regional en flor asimétrico con vergencia hacia el Oeste. El LD-VF puede interpretarse, durante el Neógeno, como una megafactura de funcionamiento transpresivo senestral conjugada de la zona de transferencia dextral del LT, aunque ya tuvo importancia como estructura distensiva controlante de la sedimentación triásica (Ramos & Kay, 1991), o incluso antes, como un fracturamiento antiguo del basamento precámbrico-eopaleozoico (Ramos, 1988, Hervé *et al.*, 1987). Existe también una amplia evidencia de deformación reciente a activa: terremotos, escarpas de fallas en aluvios y morfologías rejuvenecidas (Fielding & Jordan, 1988).

Ambas estructuras regionales (LT y LD-VF) determinan, por sus disposiciones oblicuas a la tendencia submeridional de este tramo de la Cordillera de los Andes la formación de una intersección restringida cuyo vértice se localiza en la Sierra de Umango. Esto determina que la porción occidental de las Sierras Pampeanas de naturaleza más resistente forme un espolón (constituído por las Sierras de Umango y Famatina) que se indenta hacia el poniente dentro de la Precordillera menos resistente. De esta manera, se producen mayores cabalgamientos en la Precordillera como importantes acuñaientos y pinzamientos en la faja de cuencas neógenas de antepaís que se interponen entre ellas. Por otro lado, es posible reconocer una serie de lineamientos subparalelos subordinados (Lineamiento Chancaní y Lineamiento Catamarca), que definen un patrón rombohédrico, orientado submeridionalmente dentro de toda la porción de Sierras Pampeanas limitada por los LT y LD-VF (Fig. 3).

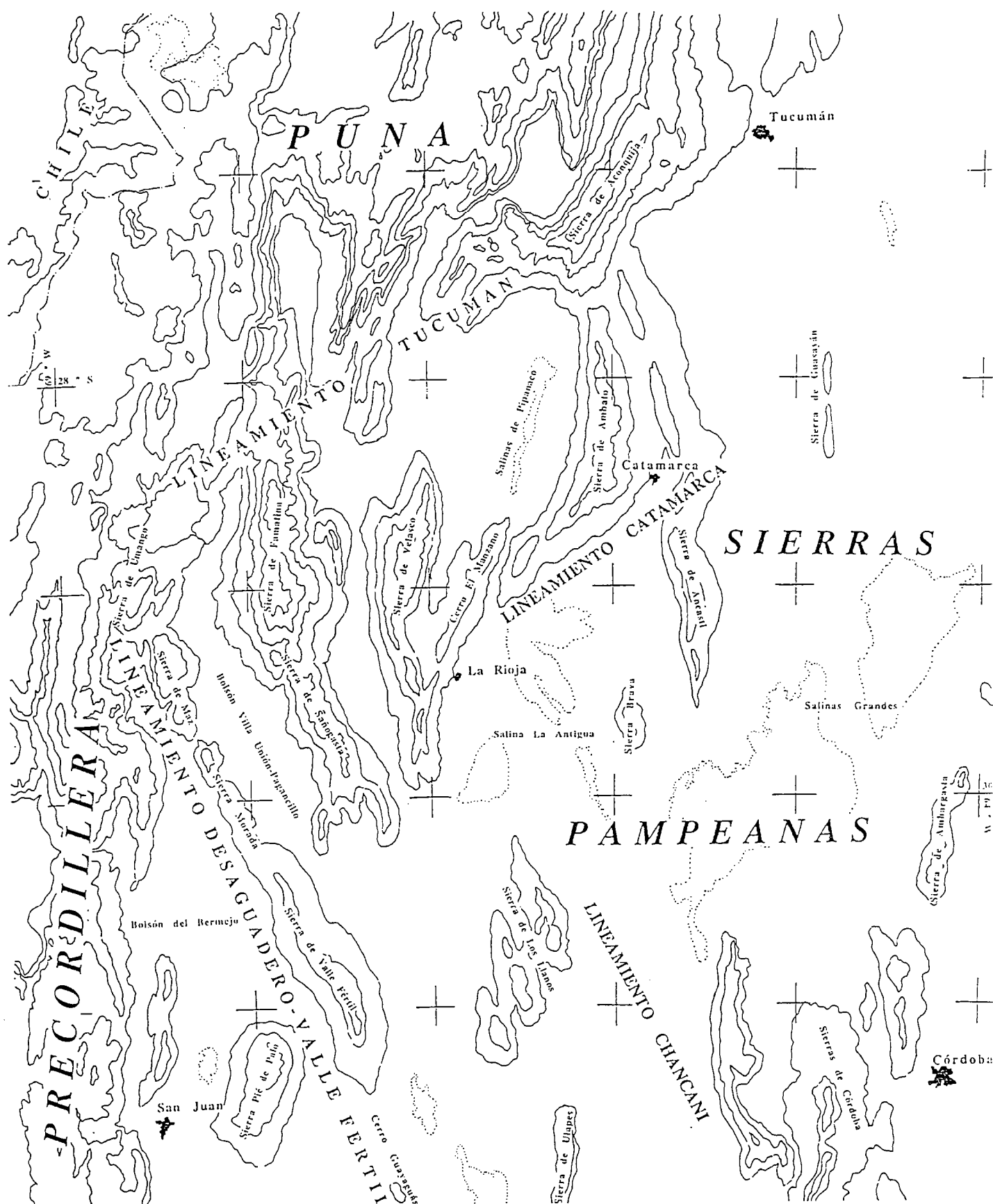


Figura 3: Esquema topográfico a partir de curvas de forma de la porción centro-occidental de Argentina en la que se indican los principales lineamientos considerados en el presente trabajo (relieves con líneas continuas y salares con líneas de puntos).

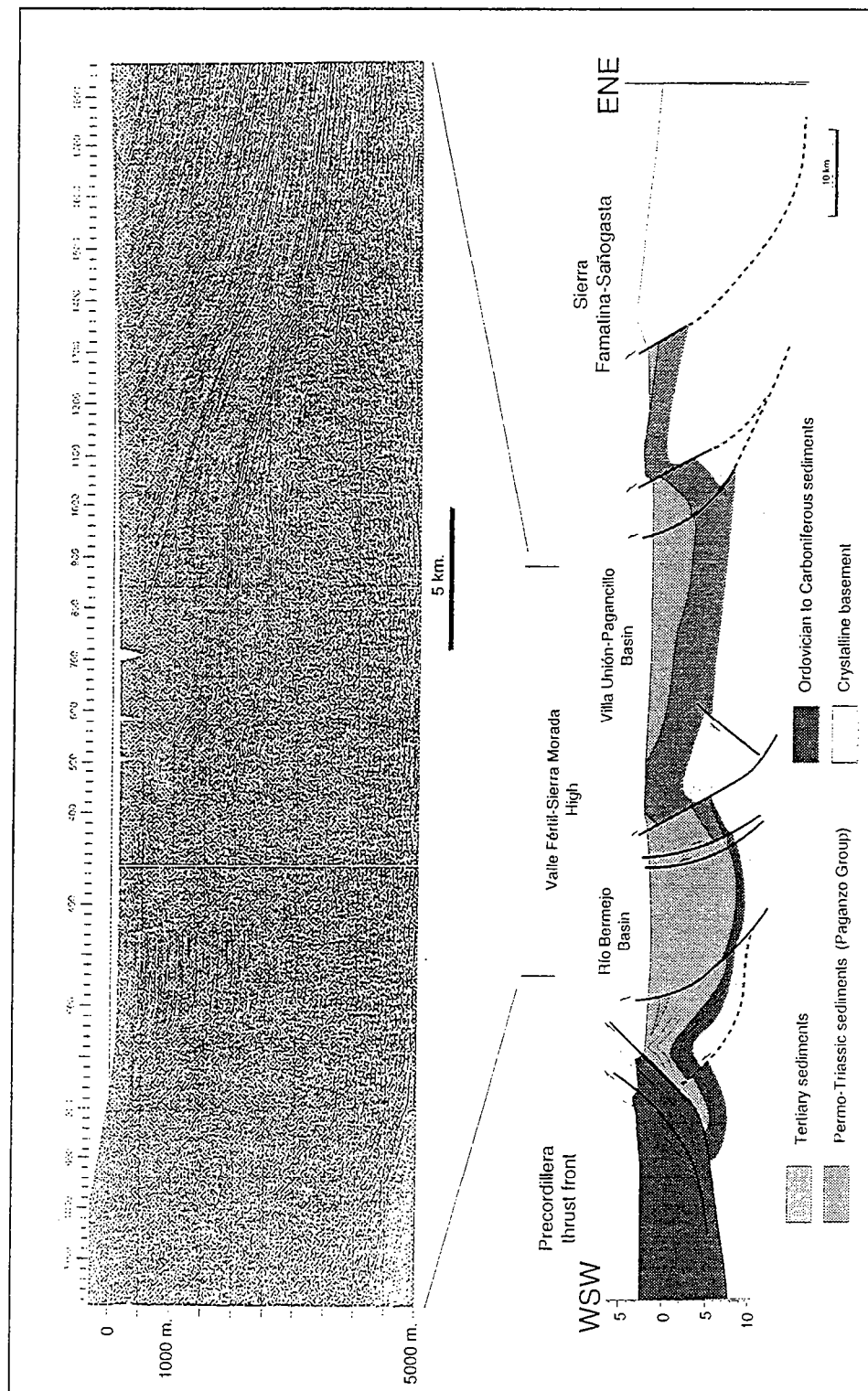


Figura 4. Perfil transversal sobre el límite Precordillera-Sierras Pampeanas con control de subsuelo en los sectores con relleno sedimentario.

CONSECUENCIAS TECTONICAS

El accionar conjugado de las megafracturas representadas por los **LD-VF** y **LT**, durante la orogenia Andina, determinó en la comarca comprendida por ellos, la estructuración del antepaís en bloques limitados por fallas con componentes transcurrentes, dentro del cual los bloques elevados de basamento como las depresiones adyacentes corresponden a sectores compresivos. Las intersecciones de megafracturas definen tanto sectores compresivos como distensivos dependientes de la geometría de los bloques limitantes.

El **LD-VF**, entre las latitudes de 29° y 33° S, se desarrolla en medio de la cuenca de antepaís, generando su fraccionamiento en 5 zonas morfoestructurales principales con geometrías diferenciables, como consecuencia del tectonismo sin y postsedimentario (Rossello & Mozetic, 1995). Las estructuras principales aquí desarrolladas muestran una vergencia andina oriental sintética en la Precordillera y antitética en esta porción de las Sierras Pampeanas (Fig. 4).

Estas zonas se disponen submeridionalmente, desde el antepaís hacia el frente montañoso (Fig. 2), de la siguiente manera:

a) Antepaís oriental ascendido (Sierras de Famatina-Sañogasta): constituido por el basamento cristalino típico de las Sierras Pampeanas con una escasa carpeta sedimentaria del Grupo Paganzo y remanentes atribuidos al Neógeno, afectado principalmente por fallamientos inversos de alto ángulo (Jordan & Allmendinger, 1986). La mayor altura en la que aparece el basamento desprovisto por erosión de sedimentos neógenos ocurre en la Sierra de Famatina (6,250 m s.n.m.), cuando a escasos kilómetros al Oeste, los mismos sedimentos exhiben unos 10 km de potencia (Quebrada de La Troya).

b) Cuenca de antepaís distal (Bolsón Villa Unión-Pagancillo): constituida por un relleno Neogénico intermontano dispuesto discordantemente sobre sedimentitas del Grupo Paganzo y estructurado como una cuenca de rampa asimétrica que representa la porción distal de la cuenca de antepaís andino, y que su depocentro alcanza unos 4,000 m de potencia inmediatamente debajo del Antepaís oriental ascendido y con fallamiento oblicuo. Los afloramientos e información de subsuelo muestran un conspicuo adelgazamiento de las unidades terciarias hacia el Este representando un amplio homoclinal (con inclinaciones de 10° a 15°) a partir del flanco oriental del Alto Valle Fértil-Sierra Morada y fallas directas subordinadas dispuestas NO-SE.

c) El alto intracuenal Valle Fértil-Sierra Morada: es un alto constituido por anticlinales y sinclinales escalonados debidos a una transpresión con componentes subordinadas senestrales que invierte a un fallamiento distensivo

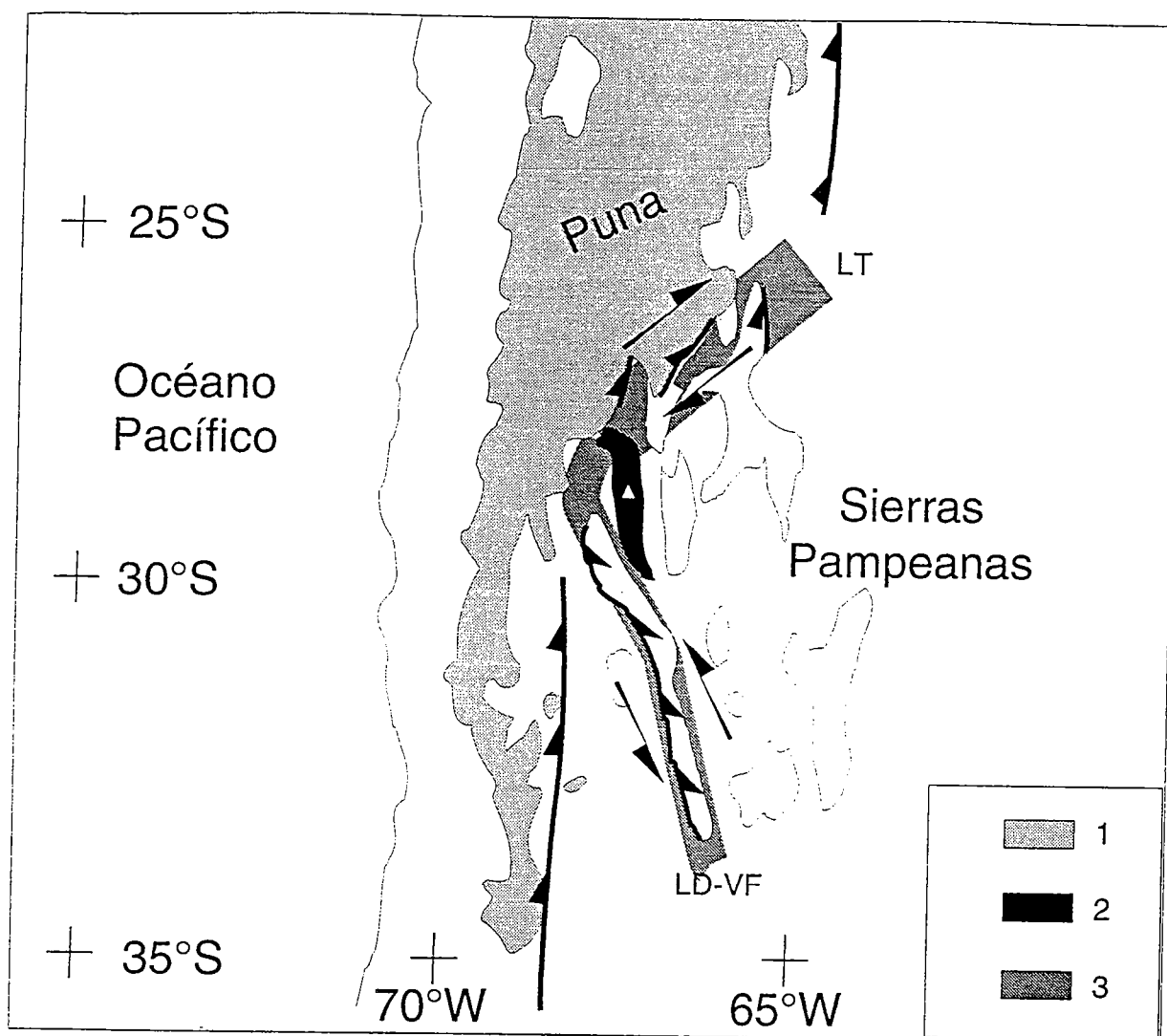


Figura 5: Esquema tectónico simplificado en el que se muestra el funcionamiento transpresivo principal de los Lineamientos Tucumán (LT) y Desaguadero-Valle Fértil (LD-VF). 1, indica porciones de la Cordillera de los Andes con alturas mayores a los 3.000 m; 2, indica la localización de la Sierra de Famatina y 3, indica la faja con deformación transpresiva dominante debida a LT y LD-VF.

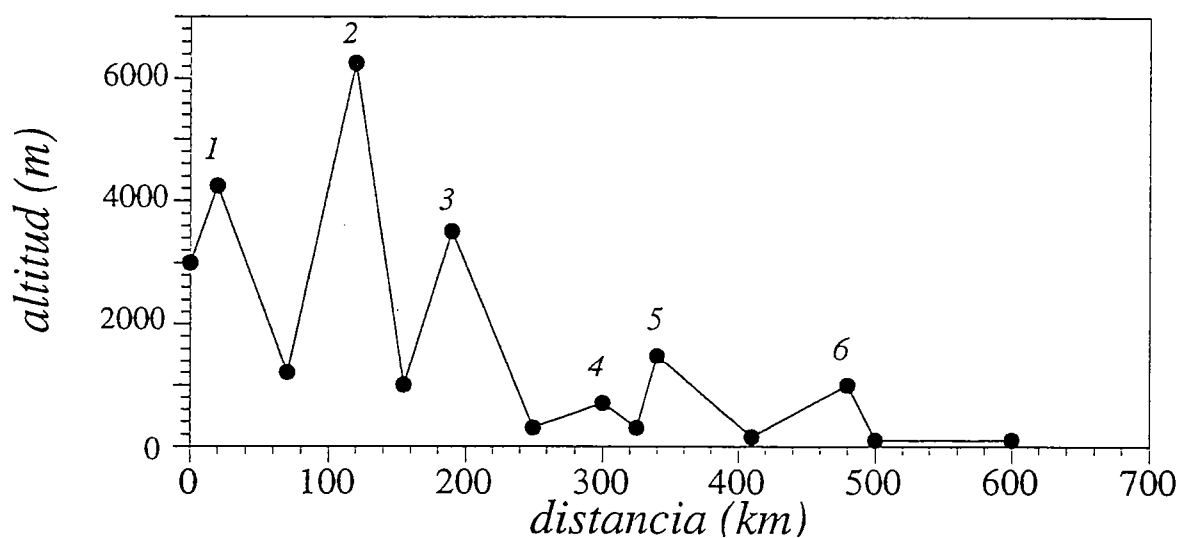


Figura 6: Perfil esquemático de altitudes de los principales relieves expresados por el basamento cristalino de Sierras Pampeanas localizado sobre la bisectriz de los lineamientos LT y LD-VF dentro del Espolón Pampeano. 1, Sierra de Umango; 2, Sierra Famatina; 3, Sierra Velasco; 4, Sierra Brava; 5, Sierra Ancasti y 6, Sierra Ambargasta.

controlante de la sedimentación Triásica y que exhibe núcleos del Grupo Paganzo (hacia el norte) y del Basamento cristalino (hacia el sur) que exhibe un borde occidental abrupto con rechazos verticales para las sedimentitas neógenas del orden de los 7,000 m y un borde oriental que homoclinalmente hunde en el Bolsón Villa Unión-Pagancillo. El fallamiento que lo afecta puede asimilarse, en sección, a una estructura en flor positiva con vergencia occidental, que involucra el basamento (Harding, 1990), y generada a expensas de la inversión de fallas normales triásicas y controla la disposición de efusiones basálticas. De un modo general, se pueden indicar las siguientes disposiciones espaciales de las estructuras asociadas (Richard *et al.*, 1991) en superficie y subsuelo del área estudiada: a) Fallas transpresivas senestrales: N 170°; b) Fallas transpresivas dextrales subordinadas: N 70°; c) Fallas inversas: N 20°; d) Fallas normales: N 120°; e) Plegamientos y domamientos con ejes principales submeridianales.

d) Cuenca de antepaís proximal (Bolsón Bermejo): constituida por un relleno neógeno intermontano sinorogénico de unos 7,000 m de potencia que representa la parte proximal principal del relleno de antepaís andino datado entre 14-2.3 Ma.. Esta constituido por formaciones que representan una gran secuencia granocreciente (Johnson *et al.*, 1987, Beer & Jordan, 1989), con plegamiento por propagación de fallas y dispuesto discordantemente sobre sedimentitas del Grupo Paganzo (hacia el este) y del Paleozoico inferior (hacia el oeste). Esta porción se exhibe como una cuenca de rampa asimétrica que hunde debajo del Frente cabalgante Precordilleránico (Zapata & Allmendinger, 1993). Además, en torno a la Sierra Pié de Palo, que irrumpe dentro del Bolsón, se reconocen fallas inversas de alto ángulo dispuestas NNO-SSE y normales ENE-SSO y ONO-ESE.

e) Frente cabalgante Precordilleránico: constituido por escamas tectónicas submeridianales de sedimentitas del Paleozoico inferior y subordinadamente del Paleozoico superior con intercalaciones neogénicas que cabalgan sobre la zona anterior (Beer *et al.*, 1990) y que absorben un 65-70% del acortamiento total de este tramo de los Andes (Allmendinger *et al.*, 1990). Subordinadamente se localizan anticlinales asimétricos (flancos normales inclinando 20° a 40° a flancos verticales o invertidos), a veces separados por sinclinales muy comprimidos. El margen occidental de la Precordillera esta formado por el Valle de Iglesia con unos 4 km de sedimentos del Terciario superior (menos de 15 Ma., Beer *et al.*, 1990).

CONSECUENCIAS TOPOGRAFICAS

El accionar conjugado de las megafracturas transpresivas representadas por los LD-VF y LT, durante la orogenia Andina, determinó la generación en las

Sierras Pampeanas de un patrón de fracturamientos mayores que se expresa por el desarrollo de una saliente (Espolón Umango) que se indenta en la Precordillera y un diseño rombohédrico en su interior (Fig. 3). El funcionamiento de estos megafracturamientos provocaron el espesamiento por constricción de la porción de corteza que queda circunscripta por ellos, reflejándose topográficamente por la formación de montañas constituidas por basamento (Fig. 5) y dispuestas submeridianalmente entre bolsones con relleno continental. De esta manera, de Oeste a Este se destacan las Sierras de Umango (4.240 m), Famatina (6.250 m), Velasco (3.500), Brava (704 m) Ancasti (1.487 m) y Ambargasta (1.000 m) con intercalaciones de bolsones que ocupan aproximadamente la bisectriz del ángulo formado por los LT y LD-VF (Fig. 3). Las sierras que se alejan de esta línea bisectriz tienden a acompañar la disposición de los lineamientos limítrofes remarcando hacia el norte o sur los flancos del espolón Umango (Fig. 3).

Además, se observa una cierta recurrencia de altos de basamento (Sierras de Umango, Famatina, Velasco, Brava, Ancasti, Ambargasta, etc.) y cuencas sedimentarias continentales neógenas (Salina La Antigua, Salinas Grandes, etc.), que se alternan submeridianalmente a lo ancho de unos 400 km con una disminución de las alturas hacia el Este, concomitantemente con un aumento progresivo de la longitud de onda (Fig. 6). Esto último, remarca la vergencia del transporte tectónico global hacia el Este con una progresiva pérdida de intensidad en la misma dirección.

El gran rechazo vertical para la base del Neógeno (16 km), próximo a la Sierra de Famatina, es sólo comparable con lo que ocurre en los Himalayas por la colisión continental India-Asia. En el caso del Espolón Umango, la indentación se habría generado esencialmente por el abarloado de la Precordillera debido a su arrastre por la subducción subhorizontal de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Cahill & Isacks, 1992). En ambos casos, debe explicarse la gran variación topográfica ocurrida mediante la participación de fenómenos tectónicos compresivos que interesen globalmente a la corteza con compensaciones mantélicas superpuestos sobre una litósfera previamente adelgazada debido a zonas de unión de terrenos diferentes (Whitman *et al.*, 1992).

CONCLUSIONES

Como consecuencia de la tectónica andina, el límite entre la Precordillera y Sierras Pampeanas aparece superficialmente obliterado por el desarrollo de la extensa cuenca de antepaís que se dispone orlándola. No obstante, este límite está remarcado hacia el norte por la participación del Lineamiento Desaguadero-

Valle Fértil, que provoca a su vez la fragmentación dentro de un sistema transpresivo senestral de la cuenca de antepaís y define un neto cambio de vergencia de los fracturamientos mayores.

El accionar conjugado de los Lineamientos Desaguadero-Valle Fértil y Tucumán constituye una intersección restringida que genera la formación de una cuña más resistente de Sierras Pampeanas (Espolón Umango) que se indenta hacia el Oeste en la Precordillera, menos resistente, provocando su pinzamiento. Por otro lado, desarrolla un patrón de deformación en tablero de ajedrez rombohédrico a partir de fracturas mayores subparalelas, constituido por bloques de basamento elevados y cuencas interpuestas entre ellas alternadas submeridionalmente a lo ancho de unos 400 km con una disminución de las alturas hacia el Este, concomitantemente con un aumento progresivo de la longitud de onda.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución a los proyectos de Cooperación CEE-Argentina: Andean tectonics of Argentina (CI1*-CT93-0091 AR) y de Investigación UBA 1994-1997 (Ex 003). Se agradecen las facilidades brindadas por BHP Petroleum Argentina.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aubry, L., P. Roperch, M. de Urreiztieta, E.A. Rossello & A. Chauvin, 1995. Tectonic evolution of the Eastern Andes of North-West Argentina: paleomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*. *Enviado*.
- Allmendinger, R.W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis & B.L. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30 S Latitude, *Tectonics*, 9 (4), 789-809.
- Aparicio, E.P., 1984. Geología de San Juan. Univ. Nac. San Juan (San Juan), 167 p.
- Baldis, B.A., M.S. Beresi, E.R. Uliarte & A. Vaca, 1981. Causas estructurales del acunamiento norte de la Precordillera. *Geol. Lilloana* (Tucumán), XV (3), 27-29.
- Beer, J.A. & T.E. Jordan, 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 330-345.
- Beer, J.A., R.W. Allmendinger, D.E. Figueroa & T.E. Jordan, 1990. Seismic stratigraphy of a piggyback basin, Argentina. *AAPG Bulletin* 74 (8), 1183-1202.
- Cahill, T. & Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of geophysical research*, 97, N°B12: 17,503-17,529.

- Cobbold, P.R., P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas, J.J. Tondji-Bijo & M. de Urreiztieta, 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath & C. Puigdefabregas (Eds.), *Basin Analysis & Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*. Sed. Geology (Amsterdam), 86, 77-89.
- Fielding, E.J. & T.E. Jordan, 1988. Active deformation at the boundary between the precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. *Geol. Society of America, Memoir* 171, 143-163.
- Guerrero, M.A., E. Lavandaio. & O. Marcos, 1993. Mapa geológico de la provincia de La Rioja (Escala 1:500,000). Secretaría de Minería.
- Harding, T.P., 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. *AAPG, Bull.* 74 (10), 1590-1609.
- Hervé, F., E. Godoy, M.A. Parada, V.A. Ramos, C.W. Rapela, C. Mpodozis & J. Davidson, 1987. A general view of the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In J.W.H. Monger & J. Francheteau (Eds) *Circum Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin*. *Geodynam. Series* 18, Am. Geoph. Union, 97-113.
- Johnson, A.T., T.E. Jordan, N.M. Johnson, & C.W. Naeser, 1987. Magnetic polarity stratigraphy, age, and tectonic setting of fluvial sediments in the eastern Andean foreland basin, San Juan province, Argentina. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, 63-75.
- Jordan, T.E. & R.W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Am. Jour. of Sciences*, 286, 737-764.
- Jordan, T.E., P.B. Flemings & J.A. Beer, 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. In K. Kleinspehn & C. Paola (eds.) *New perspectives in basin analysis* (Nueva York), Springer-Verlag, 307-330.
- Jordan, T.E., R.W. Allmendinger, J.F. Damanti & R.E. Drake, 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101, 137-158.
- Morley, C.K., 1986. A classification of thrust fronts. *AA.P.G., Bull.* 70, 12-25.
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic, a collisional history of southern South America. *Episodes* 11, 168-174.
- Ramos, V.A. & S.M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S. & C.W. Rapela (eds) *Andean magmatism and its tectonic setting* (Boulder). *Geol. Soc. Am., S. Paper* 265, 79-91.
- Reynolds, J.H., T.E. Jordan & N.M. Johnson, 1987. Cronología Neogénica y velocidad de sedimentación en las cuenca de la Traya, La Rioja. X° Cong. Geol. Argentino (Tucumán), *Actas* 1, 109-112.

- Richard, P., B. Mocquet & P.R. Cobbold, 1991. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonophysics*, 188, 133-141.
- Rossello, E.A. & M.E. Mozetic, 1995. Geometría y partición por el Lineamiento Valle Fértil de la cuenca de antepaís andina a la Lat. 30° S (Prov. de San Juan y La Rioja). *Evoluc. tectónica y sedim. de cuencas de antepaís* (San Juan) *Actas* 1, 27.
- Snyder, D.B., V.A. Ramos & R.W. Allmendinger, 1990. Thickskinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. *Tectonics*, 9 (4), 773-788.
- Turner, J.C.M., 1979. Segundo Simposio sobre Geología Regional Argentina (Editor). Academia Nac. Ciencias (Córdoba), 2 tomos..
- Urreiztieta, M. de, E.A. Rossello, D. Gapais, C. Le Corre & P.R. Cobbold, 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina) II Int. Symp. Andean Geod., ORSTOM-Oxford Univ. (Oxford), 267-269.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., C. Le Corre, P.R. Cobbold & E.A. Rossello, 1995. Cenozoic transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, NW Argentina. *Tectonophysics*. *En prensa*.
- Whitman, D., Isacks, B.L., Chalelain, J.L., Chiu, J.M. & Pérez, A., 1992. Attenuation of High-Frequency Seismic Waves Beneath the Central Andean Plateau. N° B13. *Journal of Geophysical Research*, 97: 19,929-19,947.
- Zapata, T.R. & R.W. Allmendinger, 1993. Central and eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence. XII° Cong. Geol. Argentino-II° Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), *Actas* III, 149-159.

Sedimentary basins and crustal thickening

P.R. Cobbold *, P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas,
J.J. Tondji Biyo and M. de Urreiztieta

Géosciences (CNRS), Université de Rennes, 35042 RENNES Cedex, France

Accepted April 20, 1993

ABSTRACT

Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.C. and de Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath and C. Puigdefabregas (Editors), *Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*. *Sediment. Geol.*, 86: 77–89.

We consider the development of sedimentary basins in a tectonic context dominated by horizontal shortening and vertical thickening of the crust. Well-known examples are foreland basins; others are ramp basins and buckle basins.

We have reproduced various styles of compressional basins in experiments, properly scaled for gravity. A multilayered model lithosphere, with brittle and ductile layers, floats on a model asthenosphere. A computer-driven piston provides shortening and thickening, synchronous with erosion and sedimentation. After a first stage of lithospheric buckling, thrust faults appear, mainly at inflection points. Slip on an isolated reverse fault is accompanied by flexure. Footwall flexure results in a foreland basin and becomes accentuated by sedimentation. Hangingwall flexure is less marked, but may become accentuated by erosion. Motion on a fault leads to hangingwall collapse at the surface. Either footwall sedimentation or hangingwall erosion tends to prolong the active life of a reverse fault. Slip on any pair of closely spaced reverse faults of opposite vergence results in a ramp basin. Simultaneous slip produces a symmetric ramp basin, whereas alternating slip results in a butterfly-shaped basin, with superposed foredeeps. Some well-developed ramp basins become pushed down, until bounding faults meet at the surface and the basin disappears from view. At this stage, the basin depth is equivalent to 15 km or more. Slip on any pair of widely spaced reverse faults of opposite vergence results in a pronounced central anticline, between two distinct foredeeps.

In Central Asia and in Western Europe, Cenozoic crustal thickening is due to continental collision. For Central Asia (Western China, Kyrgyzstan, Uzbekistan, Tajikistan), we have compiled a regional structure-contour map on the base of the Tertiary, as well as 4 regional sections. Foreland basins and ramp basins are numerous and associated with Cenozoic thrusts. Large basins (Tarim, Junggar, Fergana, Tajik) occur around and between mountain ranges, but smaller basins (Issyk-Kul, Naryn) occur within them. In Western Europe, the Alps and Pyrenees are surrounded by foreland basins, ramp basins or intermediate styles. In the Andes and its foreland, Neogene thrusts and compressional basins are due to subduction of oceanic lithosphere. In Colombia, they account for much of the Cordillera Oriental; in NW Argentina, for the Altiplano; in West-Central Argentina, for the Sierras Pampeanas. Compressional basins are also common in other areas of older crustal thickening.

Introduction

McKenzie (1978) developed a simple but powerful model for the formation of sedimentary basins, in a context of horizontal stretching and vertical thinning of the lithosphere. If thinning is

rapid and vertically uniform, the reduction in fractional thickness of light continental crust, overlying heavier mantle material, results in immediate isostatic readjustment, with subsidence at the free surface and upwelling of deep mantle material. A second phase of subsidence then results from slow cooling of the upwelled material.

Later numerical models allow for realistic complications, such as flexure of the lithosphere (see Watts et al., 1982) and faults in the upper

* Corresponding author.

crust (see Kusznir and Ziegler, 1992). Thus motion on a single normal fault and associated flexure of both hangingwall and footwall result in a half rift (Fig. 1). The width of the half rift is proportional to the effective thickness of the bending layer. Although it is fashionable to speak of elastic behaviour, this is not strictly necessary for flexure. Permanent bending and large strains may follow upon plastic yield. A full rift results from motion on two closely spaced normal faults of opposite vergences (Fig. 1). The footwalls acquire tilted shoulders, whereas flexure is inhibited within the down-dropped hangingwall block, if it is short (Kusznir and Ziegler, 1992). Full rifts are probably better-known than half rifts, yet they may be less common. Recent work on the East African rift system has shown it to be a string of half rifts, with alternating vergences (Rosendahl et al., 1986; Kusznir and Ziegler, 1992).

For many years now it has been recognized that sedimentary basins can also form in a compressional context (horizontal shortening and vertical thickening of the crust), where there is faulting and associated flexure. A foreland basin (or half ramp, Fig. 1) forms by footwall flexure, under a single reverse fault or thrust (Beaumont, 1981; Allen and Homewood, 1986; Letouzey,

1990). Because of its association with a single fault, a foreland basin is analogous to a half rift. In a compressional context, the structure analogous to a full rift valley is a ramp valley (Willis, 1928). It forms by motion on two reverse faults of opposite vergences (Fig. 1). If the faults are closely spaced, footwall flexure is inhibited and the resulting ramp basin has a flat bottom. A few natural examples of ramp basins have been described (Bally, 1982; Mann et al., 1991), but the terminology is little known.

Other compressional basins may perhaps initiate by buckling alone, but the subject is controversial (Martinod, 1991; Stephenson and Cloetingh, 1991). For elastic buckling, values of compressive stress are unrealistically large. Fluid buckling is inhibited by gravitational forces. Nevertheless buckling does occur in physical models, properly scaled for gravity, where a fluid asthenosphere is overlain by a multilayered lithosphere, containing an uppermost sand layer with Mohr-Coulomb frictional strength (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992). Buckling is then due to the permanent strength of the sand layer, which increases with depth. If similar strength profiles hold for the upper crust, buckling stresses may be as high as

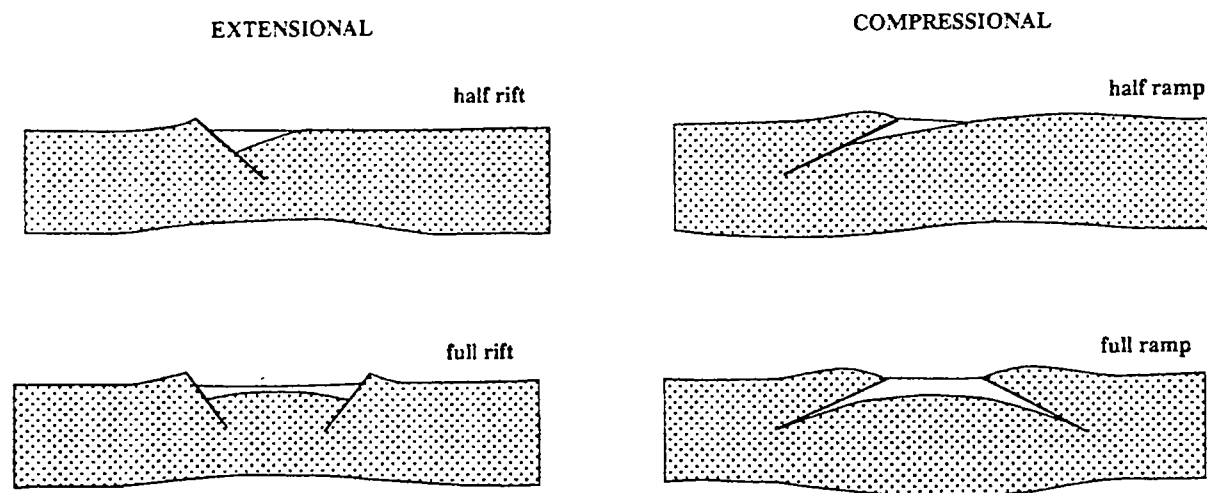


Fig. 1. Shape of sedimentary basins, according to tectonic context and number of bounding faults. Each basin is associated with either a single bounding fault (top), or with paired faults of opposite vergences (bottom). For extensional context (left), cross-sections of half rift or full rift (white) and of crust (stippled) are from the flexural cantilever models of Kusznir and Ziegler (1992, fig. 9). For compressional context (right), cross-sections of half ramp or full ramp and of crust are all schematic. Half ramp is another name for foreland basin.

100 MPa for continental lithosphere and 500 MPa for oceanic lithosphere (Stephenson and Cloetingh, 1991). Linearized theories of buckling then predict wavelengths of about 200 km for the whole lithosphere and about 30 km for the upper crust alone (Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992). Such wavelengths have indeed been observed, not only in physical models, but also in a few areas of oceanic and continental lithosphere (Martinod, 1991; Stephenson and Cloetingh, 1991; Burov et al., 1993a, b).

In early experiments with physical models, where the lithosphere contained both brittle and ductile layers, initial stages of buckling rapidly gave way to faulting. Thrust faults tended to initiate at the inflection points of earlier buckles. Motion on these faults led to the development of topographic lows, including foreland (half ramp) valleys and full ramp valleys (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992). However, these features were far too small for detailed study and also there was no accompanying sedimentation or erosion.

In this paper, we first describe compressional basins obtained in more recent experiments, where we used larger physical models and incorporated sedimentation and erosion. Under these conditions, basins became much deeper. We then describe natural examples of compressional basins that we have studied in major areas of Cenozoic crustal thickening (Central Asia, Western Europe and the Andes). We compare the basin styles with those obtained in the physical models.

New physical models

We chose a length ratio of 7×10^5 , so that a sedimentary basin, 7 km deep in nature, scaled down to 1 cm deep in a model. This was enough for proper observation of internal structures. We made our models 1 m long, to allow for serial formation of structures during progressive shortening (Fig. 2). To limit the volume and cost of model materials, we restricted model width to 30 cm. As a result, we had to pay particular attention to lateral boundary conditions, especially frictional resistance.

For proper scaling in a normal gravity field, the strength ratio must equal the product of the length ratio and the density ratio (Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1988, 1991; Cobbold and Jackson, 1992). We chose a density ratio of 2.5. The strength ratio was therefore 1.8×10^6 . Assuming that the upper crust obeys a Mohr-Coulomb yield criterion, where strength increases with depth, we modelled it using dry quartz sand, with a grain size of about 400 μm . This material has a very small cohesive strength and an angle of internal friction of about 40° . Its density of about 1.3 g cm^{-3} can be reduced by admixture of ethyl cellulose powder. Assuming that the lower crust is ductile, with an average effective viscosity of about 10^{20} Pa s , we modelled it using Silbione silicone putty (manufactured by Rhône-Poulenc, France). This material is an almost perfectly Newtonian fluid, with a viscosity of about 10^4 Pa s and a density of 1.16 g cm^{-3} . The viscosity ratio

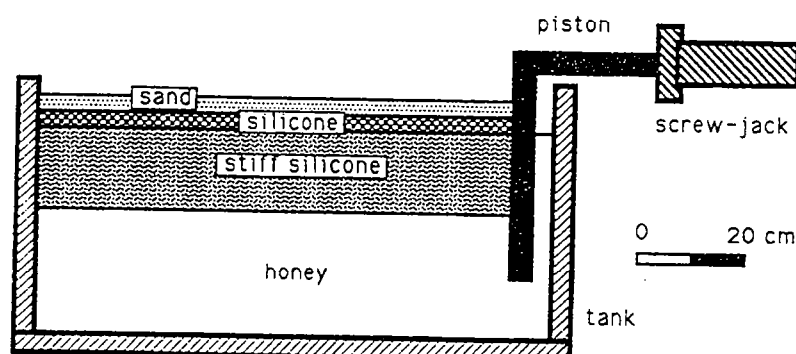


Fig. 2. Experimental apparatus and model in undeformed state. Longitudinal vertical section shows stratified model lithosphere (made of sand, silicone and stiff silicone) floating on model asthenosphere (honey). Lithosphere will shorten and thicken as piston advances (towards left), driven by screw jack.

was therefore 10^{16} . Together with the strength ratio, it set the time ratio at 10^{10} . To model the lithospheric mantle, we used a mixture of Silbione silicone putty and powdered galena, with a viscosity of 10^5 Pa s and a density of 1.3 g cm^{-3} . For the asthenosphere, we assumed linear viscous behaviour and modelled it using natural honey, with a viscosity of about 10^2 Pa s and a density of 1.35 g cm^{-3} . Our models were isothermal, with no allowance for the mechanical effects of thermal readjustments. They thus represented rapid tectonic deformations.

We built our models and deformed them within simple rectangular tanks with transparent plastic walls (Fig. 2). Before deformation, the model lithosphere floated stably upon the asthenosphere. Horizontal shortening was provided by a piston, driven by a computer-controlled screw-

jack. Sidewall constraint resulted in thickening of the lithosphere. To render compressive stress as uniform as possible, we reduced friction at the sidewalls, by coating them with petroleum jelly. To prevent the petroleum jelly from percolating into the sand, we inserted between them thin sheets of silicone putty. To model syntectonic erosion, we episodically removed sand from topographic highs, using a vacuum cleaner fitted with a fine nozzle. To model sedimentation, we episodically sprinkled sand, by letting it fall freely from a container, as in an hour-glass. To model closed drainage systems, we deposited in topographic lows as much material as we eroded from topographic highs.

We have done about 30 experiments, for various initial thicknesses of lithospheric layers, rates of shortening and histories of sedimentation and

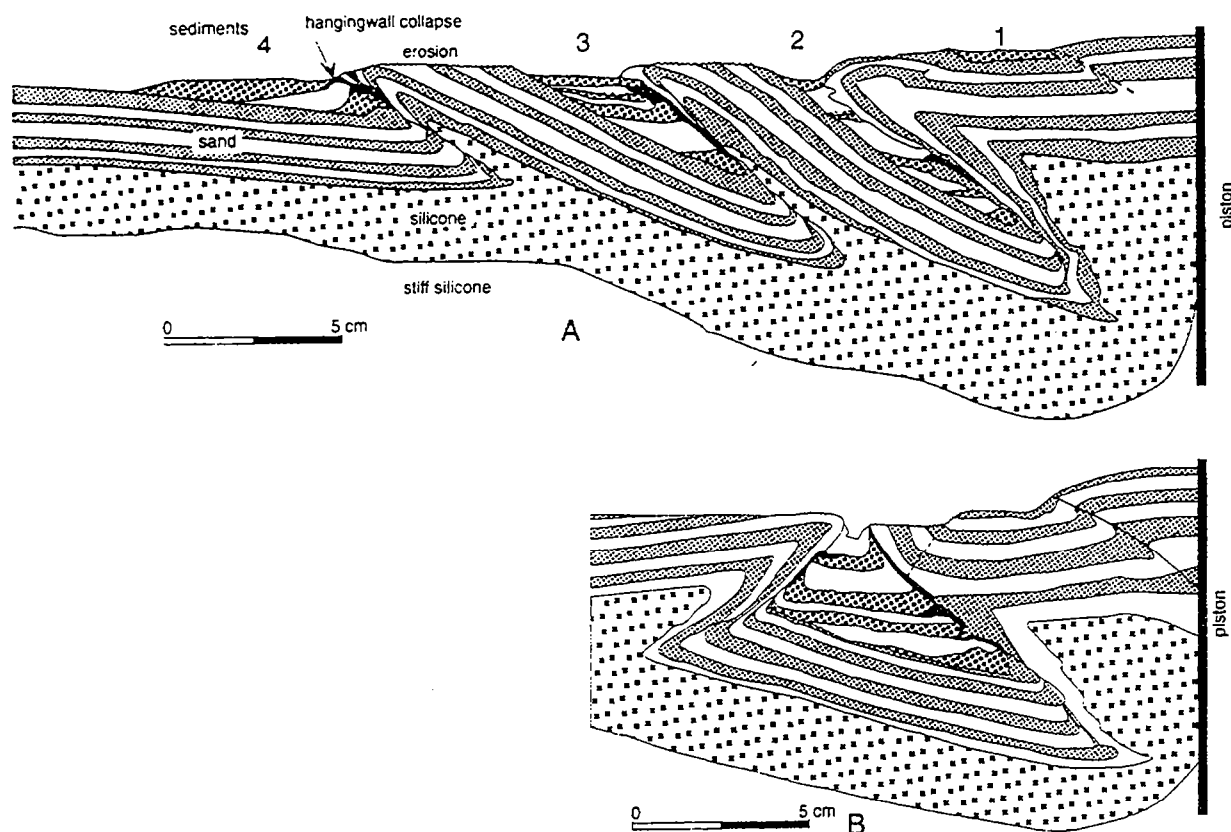


Fig. 3. Two models of compressional basins (final states). Model A shows crustal prism with stacked foreland basins, numbered (1 to 4) in order of appearance. Model B shows single ramp basin. Silicone (spaced crosses) represents ductile lower crust. Stratified sand layer (alternating fine stipple and white) represents brittle upper crust. It is offset across major reverse faults and truncated by hangingwall erosion (wavy lines). New sediments (alternating coarse stipple and white) were deposited intermittently within basins. Hangingwall collapse has resulted in footwall deposits (black).

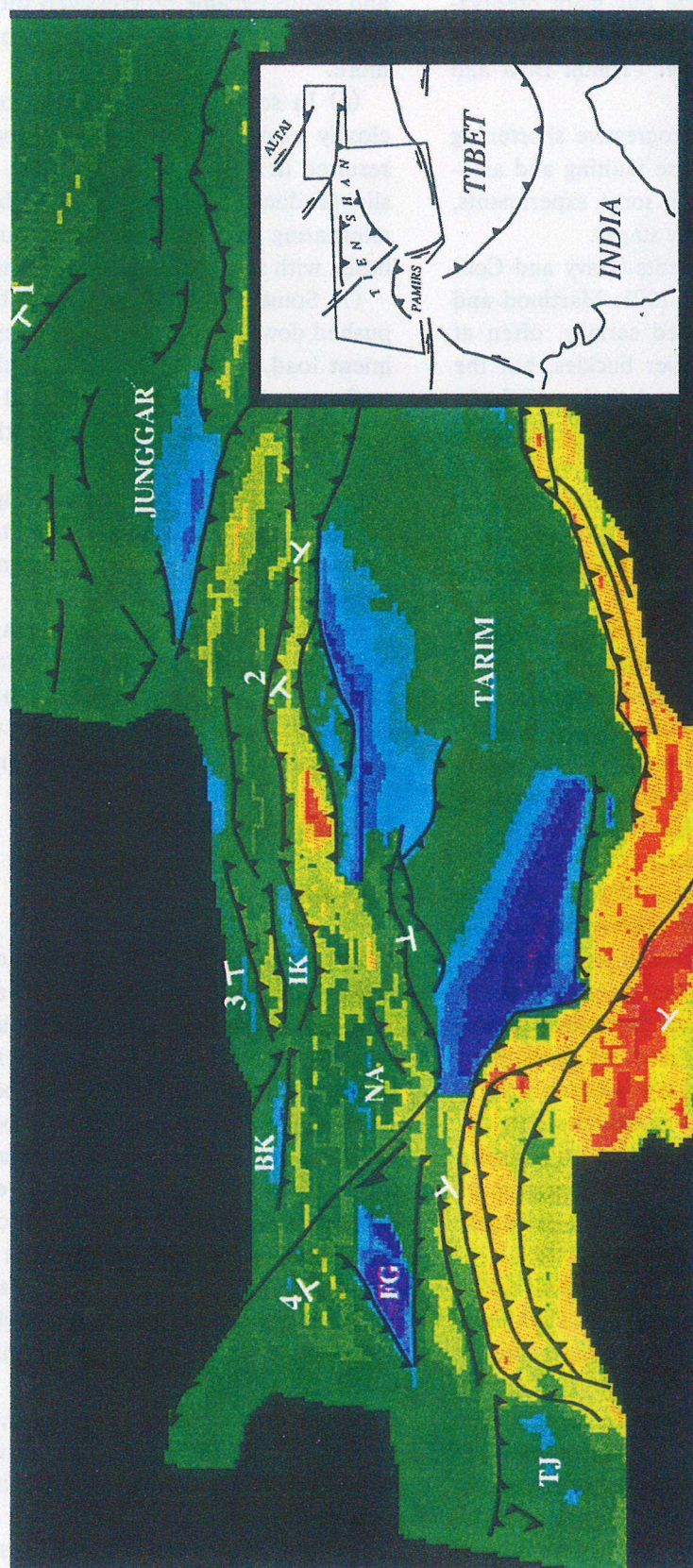


Fig. 4. Structure-contour map on base of Tertiary sequence, Central Asia. Inset map (right) shows general location and areas of high mountains (grey). Coloured map is digital, with pixels of $5' \times 5'$, artificially coded for elevation above sea level (code bar ranges from -8 to $+8$ km). Projection is Mercator. Map covers most of Western China (Xinjiang), Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan. It is based on published data (see references in text), new data of our own and data from A.B. Hayward (pers. commun., 1992). Major basins (labelled in white) are Tarim, Junggar, Fergana (FG), Issyk-Kul (IK), Tajik (TJ), Bishkek (BK) and Naryn (NA). Basin-bounding faults of Cenozoic age (black traces) have reverse and strike-slip components (triangles point in approximate direction of underthrusting). Section lines (ends labelled 1 to 4, in white) locate regional sections through major basins (Fig. 5).

erosion. Here we summarize our main observations, leaving a detailed description of the experiments to a companion paper (Tondji Biyo and Cobbold, in prep.).

(1) In all experiments, progressive shortening was accommodated by reverse faulting and associated flexure (Fig. 3), but in some experiments, we detected buckling at early stages.

(2) As in earlier experiments (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992), faults developed serially, often at the inflection points of earlier buckles, but the location, spacing, vergence and timing of faults was also seen to be dependent upon the distribution of heterogeneities. Some of these we induced deliberately, by varying the initial structure; others resulted from involuntary imperfections in layer thicknesses, sand packing or boundary conditions.

(3) Slip on an isolated reverse fault was always accompanied by flexure. The strains were almost entirely anelastic. Footwall flexure resulted in a foreland basin and became accentuated by sedimentation (Fig. 3A). Hangingwall flexure was less marked, but became accentuated by erosion in some instances. Motion on the fault led to hangingwall collapse at the surface.

(4) Either footwall sedimentation or hangingwall erosion tended to prolong the active life of a reverse fault. One possible reason for this is that footwall loading or hangingwall unloading transmits laterally, over a distance dependent on the flexural resistance. Hence in most instances there is a reduction in the normal stress acting upon a fault surface. The frictional resistance then decreases and the fault slips more readily. Another reason is that erosion reduces the thickness of the uppermost brittle layer, which is the strongest layer in any model (Davy and Cobbold, 1991).

(5) In general, the model lithosphere thickened in a non-uniform way. Frequently, it adopted a somewhat tapered profile, with greatest thicknesses next to the piston (Fig. 3A). This we attribute to a longitudinal gradient in compressive stress, balancing a small amount of sidewall friction. In many experiments, crustal prisms grew, by serial formation of thrusts and associated foreland basins, in piggyback sequence. Older thrusts

and basins became progressively tilted. Sediments reached depths of burial equivalent to 30 km or more.

(6) In some experiments, slip on any pair of closely spaced reverse faults of opposite vergence resulted in a ramp basin (Fig. 3B). Simultaneous slip produced a symmetric ramp basin, whereas alternating slip resulted in a butterfly-shaped basin, with superposed foredeeps (not illustrated).

(7) Some well-developed ramp basins became pushed down, by horizontal compression and sediment load, until the bounding faults met at the surface and the basin disappeared from surface view. At this stage, the basin depth was equivalent to 15 km or more (Fig. 3B).

(8) Slip on any pair of widely spaced reverse faults of opposite vergence resulted in a pronounced central anticline, between two distinct foredeeps.

(9) Sediment onlap caused many a reverse fault to relocate into a higher position within its hangingwall. Our explanation is that the increase in thickness caused an increase in strength at the first location, inhibiting fault motion.

Cenozoic examples

Central Asia

In Central Asia (Fig. 4), Cenozoic deformation occurs throughout an area of at least 2000 km by 2000 km. It has been attributed to indentation of Asia by India, following continental collision (Argand, 1924; Molnar and Tapponnier, 1975; England and Houseman, 1986; Cobbold and Davy, 1988; Dewey et al., 1989). Deformation includes both crustal thickening and lateral extrusion, but thickening is responsible for much of the current topography, especially the Tibetan plateau and the Pamir and Tien Shan mountains (Argand, 1924; England and Houseman, 1986). Between and around them are large basins, containing Cenozoic sediments.

For Western China (Xinjiang), Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan, we have compiled a regional structure-contour map on the base of the Tertiary (Fig. 4). Across basins, we recorded the depth of Paleocene marine shelf sediments, or

Eocene shales, using seismic and borehole data. Across mountain ranges, we recorded the height of perched erosion surfaces, of Cretaceous to Palaeogene age (Sadybakasov, 1991; Cobbold et al., 1993). We also mapped major basin-bounding faults, finding them to have reverse and strike-slip components. From stratigraphic and structural relationships, we infer that crustal shortening and sedimentation operated together throughout the Cenozoic. The structure-contour map provides an immediate record of vertical motions since the Early Tertiary, when India collided with Asia. Provided the dips of thrust faults are known, the map provides a record of horizontal displacements as well. It can then be used for palinspastic restoration in map view, according to the method of Rouby et al. (1993a, b).

From the map and using the original data, we have also constructed regional sections through the major basins (Fig. 5). These show only the

major faults and stratigraphic units (Cenozoic and Mesozoic). No attempts have been made, either to extrapolate major faults at depth, or to show details of thin-skinned detachments.

The largest basin in the region is Tarim (Figs. 4 and 5), with up to 8 km of continental Cenozoic sediments, mainly in marginal foredeeps, associated with reverse faults (Meyerhof and Willums, 1976; Lee, 1985; Tian et al., 1985; Lu, 1987; Watson et al., 1987; Nishidai and Berry, 1990; Windley et al., 1990; Graham et al., 1990; Allen et al., 1991; Wang et al., 1992). Uplift and erosion of the Tibetan plateau and Tien Shan mountains have provided the source material. The eastern Tarim is of symmetrical ramp-basin style. The western Tarim is a double foreland basin: there is a central uplift, where Pre-Cenozoic basement reaches the surface above a major Cenozoic thrust.

Almost as large is the Junggar basin, north of

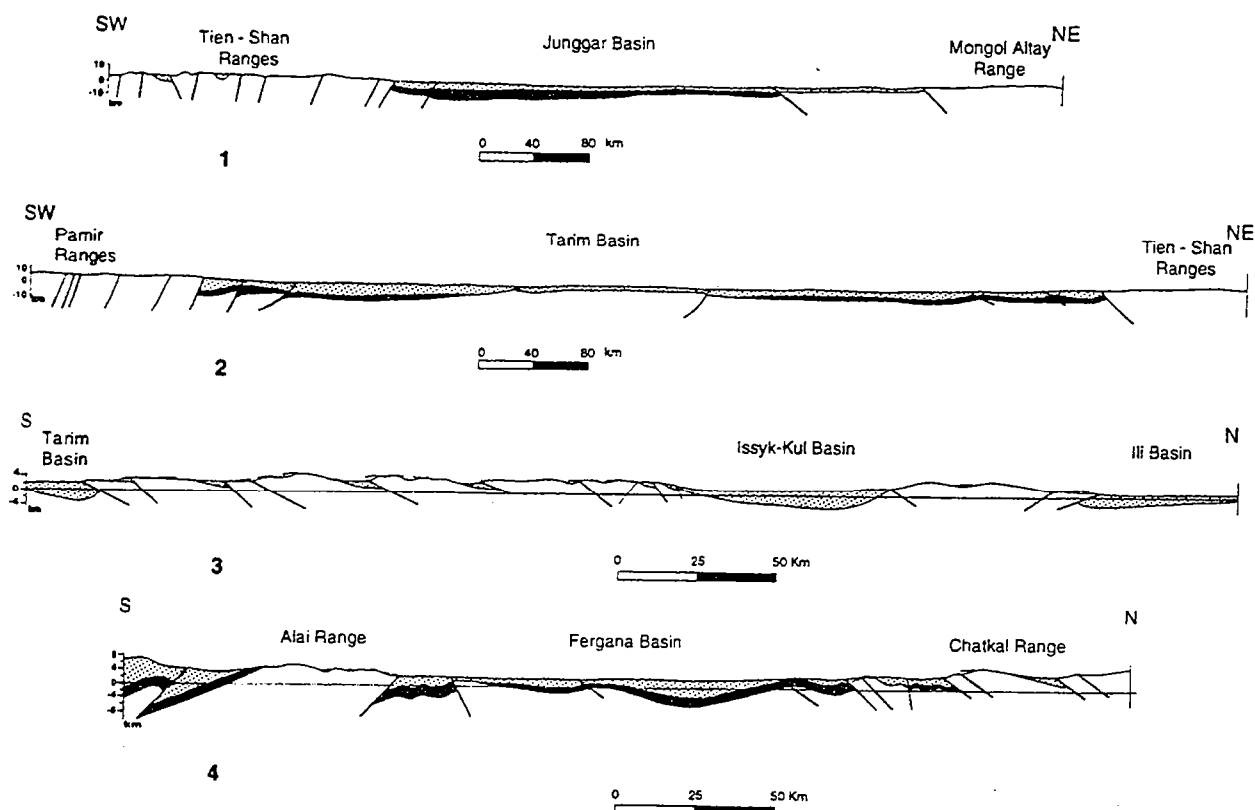


Fig. 5. Regional sections through Cenozoic basins of Central Asia. Sections are through major basins: Junggar (1), Tarim (2), Issyk-Kul and Ili (3) and Fergana (4). For section lines, see structure-contour map (Fig. 4). Sections show Cenozoic sediments (stippled), Mesozoic sediments (black), pre-Mesozoic basement (white), major reverse faults (continuous traces) and warped peneplain (dashed lines enveloping mountain ranges in sections 3 and 4). In each section, vertical scale equals horizontal scale.

the Tien Shan (Figs. 4 and 5). This is mainly a foreland basin, associated with northward-verging boundary thrusts of the Tien Shan; but it is also bounded to the north by smaller faults with reverse and strike-slip components, at the edge of the Altai mountains (Meyerhof and Willums, 1976; Lu, 1987; Watson et al., 1987; Windley et al., 1990; Graham et al., 1990; Allen et al., 1991).

Around and within the western Tien Shan are smaller Cenozoic basins (Figs. 4 and 5), associated with crustal thickening and reverse faulting (Schulz, 1948; Kalvoda et al., 1987; Sadybakasov, 1991; Khain et al., 1991; Cobbold et al., 1993; Thomas et al., 1993). The basin style ranges from simple foreland to full ramp, with many intermediate or composite styles.

Fergana is a composite ramp basin (Figs. 4 and 5). The valley floor is mostly less than 400 m high, whereas the surrounding mountain ranges (Chatkal to the NW, Fergana to the NE, Alai to the S) reach 4000 m or more. On its western side, the basin contains up to 8 km of mainly Neogene sediment. Major reverse faults mark the edges of the basin, whereas minor ones offset the underlying basement (Cobbold et al., 1993). Although the position of the underlying Moho is not accurately known, a map based on detailed gravity measurements (every 5 min) shows a large negative gravity anomaly coinciding with the basin (Beekman et al., 1993). We infer that the Moho is depressed (as in Fig. 3B) and that the basin is not in local isostatic equilibrium, being loaded by surrounding mountain ranges.

Issyk-Kul (Figs. 4 and 5) is a simple, somewhat symmetric ramp basin, between parallel ranges of the Tien Shan (Cobbold et al., 1993). Tajik (Fig. 4) is a complex ramp basin, bounded on 4 sides by mountain ranges (Thomas et al., 1993). Bishkeek (Fig. 4) and Ili (Fig. 5) are foreland basins, next to northward-verging boundary thrusts of the Tien Shan (Cobbold et al., 1993). Naryn (Fig. 4) is a composite basin, spanning several reverse faults, both major and minor (Cobbold et al., 1993). On a smaller scale, all the western Tien Shan ranges contain small Cenozoic basins, associated with thrust faults (Figs. 4 and 5). Some of the ramp basins are partly, if not completely, hidden from surface view. Most

boundary thrusts are active today. Late thrusts have usually appeared at the edges of ranges; but early thrusts, instead of being carried passively by new thrusts in piggy-back sequence, have had long active lifespans (Cobbold et al., 1993). Similar histories were observed in physical models (for example, Fig. 3A).

East of our structure-contour map, the entire Tibetan plateau (Fig. 4) appears to have grown northwards, by serial formation of reverse faults (Molnar, 1989). At its current northern edge are the Nan Shan mountains, with active boundary thrusts and an associated foreland basin. Well within the plateau is the Qaidam basin, bounded by conjugate thrusts of opposite vergences (Wang and Coward, 1990). The faults are still active today and Cenozoic sediments within the basin are being folded. Further south, the Tibetan plateau is higher and shortening is probably greater, but the deep crustal structure has not been sufficiently explored. Deep seismic profiling might show whether reverse faults at the surface hide Cenozoic basins at depth.

In conclusion, crustal thickening in Central Asia has involved large displacements on reverse faults, associated with basin development. Basin styles, ranging from foreland to ramp, are very similar to those obtained in physical models (Fig. 3). It is difficult to tell whether or not buckling (without faulting) has occurred in Central Asia. Martinod (1991) and Burov et al. (1993b) have analyzed topographic wavelengths, to see if they compare with those predicted by theory or experiment. We suggest that it would be more appropriate to consider, not current topography, but structure contours on the base of the Tertiary (Fig. 4). Even then, the contributions of reverse faults should be taken into account.

Western Europe

In Western Europe, Palaeogene crustal thickening (the Pyrenean phase) is probably due to collision of Africa with Eurasia, via Iberia, whereas Neogene crustal thickening (the Alpine phase) is probably due to collision of Adria with Eurasia.

All around the Western Alps, there are major

Cenozoic basins, associated with thrusts. The western Piemonte basin, with up to 10 km of Cenozoic sediments, is a major ramp basin, between boundary thrusts of the southern Alps (Roeder, 1990) and of the Apennines (Ricci Lucchi, 1986). At the surface, the Po plain is less than 200 m high; but below it, the seismic Moho sags to a maximal depth of 45 km, generating a negative gravity anomaly (Miletto and Polino, 1992). Apparently the basin is not in isostatic equilibrium, but held down in part by the weights of the hangingwalls (Alps and Apennines). The eastern Po plain and underlying Venetian basin have a similar, but less pronounced structure (Massari et al., 1986). The North Alpine basin of Switzerland contains up to 7 km of Cenozoic deposits. It is primarily a foreland basin, associated with the frontal Helvetic thrusts; but it also abutts against the backthrusts southern limb of the Jura mountains (Homewood et al., 1986; Pfiffner, 1986).

In Spain, the Ebro basin, with up to 3 km of Cenozoic sediments, is primarily a foreland basin, associated with southward-verging thrusts of the Pyrenees, but it is also bounded to the south by

reverse faults of the Iberian range and the Catalan coastal range (Puigdefabregas et al., 1986; Casas-Sainz and Simon-Gomez, 1992).

Andes

The Andes lie along a convergent margin, where oceanic plates subduct eastwards beneath continental South America. So far, there is little evidence for continental collision in the Cenozoic, or even in the Mesozoic. The orogenic material has therefore been attributed mainly to plutonism, vulcanism and underplating of material along the subduction zone. Recent studies however have uncovered evidence for east-west shortening and crustal thickening, especially in the Neogene (see, for example, Jordan and Allmendinger, 1986; Baby et al., 1992).

We have compiled three sections (Fig. 6) using published data (Jordan and Allmendinger, 1986; Chebli and Spaletti, 1989; Butler and Schamel, 1988), supplemented by our own observations. The sections show that Cenozoic crustal thickening reaches well into the Andean foreland. Most of the thrusts are still active today.

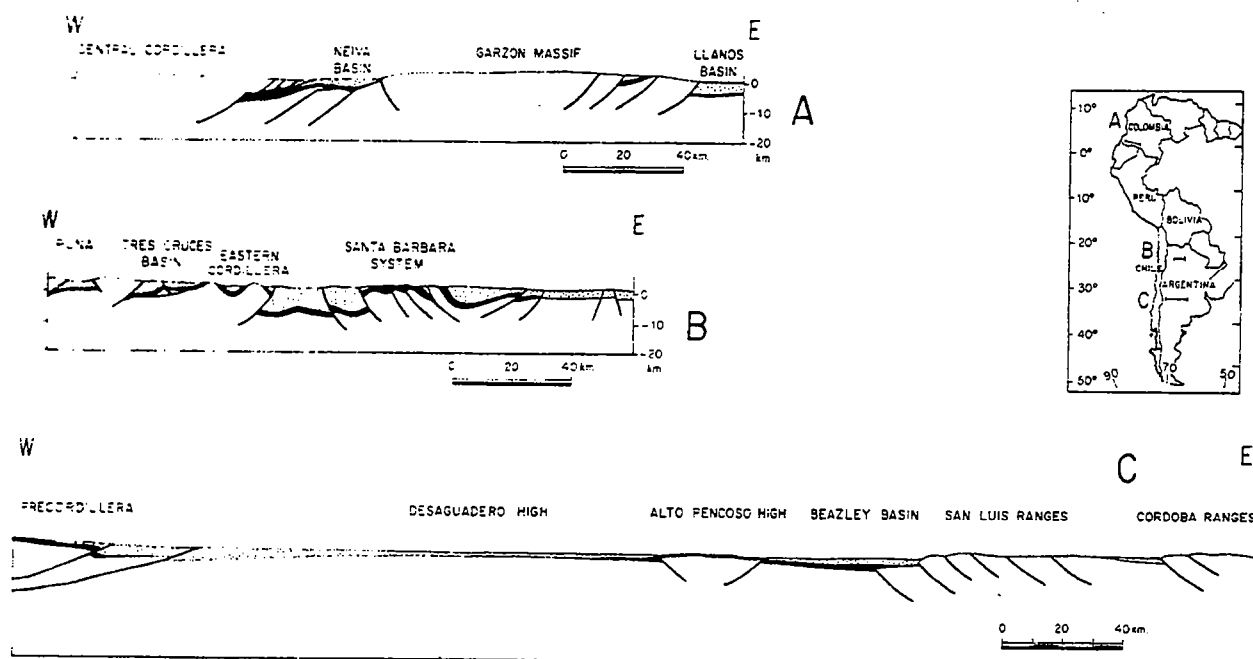


Fig. 6. Cenozoic basins and reverse faults in the Andes and their foreland. Inset map shows general location and lines of section. Sections A, B and C show Cenozoic sediments (stippled), Mesozoic sediments (black), pre-Mesozoic basement (white) and major reverse faults. For sources of data, see text.

In Colombia (Fig. 6A), the Magdalena–Neiva basin contains up to 5 km of Cenozoic sediments, trapped between boundary thrusts of the Cordillera Central and Cordillera Oriental (Butler and Schamel, 1988). Those of the Cordillera Central formed first and the basin is butterfly-shaped, as in analogue models. Towards the south, the boundary thrusts merge at the surface, hiding the basin beneath crystalline basement. This provides a good example of a hidden ramp basin. The Cordillera Oriental itself is a composite structure, spanning several major thrusts and minor Tertiary basins (Colletta et al., 1990). At its eastern edge, a fold-and-thrust belt bounds the Llanos foredeep, with its 4 km or more of continental Cenozoic sediments.

In northwestern Argentina (Fig. 6B), Bolivia and southern Peru, the high plateau (Altiplano) is a composite structure, where Cenozoic reverse faults separate basement ranges from intervening ramp basins, containing up to 10 km of Cenozoic continental sediments. Some of these ramp basins are almost hidden from surface view.

In west-central Argentina (Fig. 6C), the eastern edge of the Andean chain is a thrust belt, with its own foreland basin. Further east, the pre-Mesozoic basement has been uplifted as a series of ranges (Sierras Pampeanas), bounded by reverse faults. The ranges alternate with Cenozoic basins, ranging in style from foreland to ramp. This structural province reaches as far east as Cordoba, half way across the continent.

Pre-Cenozoic examples

Although these are often less amenable to study than Cenozoic ones, notable exceptions do occur.

In western China, continental sediments accumulated in asymmetric foredeeps (Fig. 5), against reverse faults of the Tien Shan ranges, not only during the Cenozoic, as documented above, but also during the Mesozoic (Hendrix et al., 1992). In general, crustal thickening and basin development seem to have occurred synchronously, throughout the entire period, since the Late Palaeozoic, when fragments of Gondwana were colliding and accreting with Eurasia.

Throughout the eastern foreland of the Rocky Mountains (Gries, 1990), thrusts of Laramide (Late Cretaceous) age are associated with well-preserved foreland basins (such as the Wind River) and ramp basins (such as the Big Horn). The structures probably formed in an Andean setting.

In southern Africa, Permo–Triassic sediments accumulated in the Karroo foredeep, next to northward-verging thrusts of the Cape Fold Belt (De Wit and Ransome, 1992). All the way from the Cape to the Zambezi River, basins alternate with basement highs. They may have formed in part by lithospheric buckling (Cobbold et al., 1992). Similar Late Palaeozoic basins are to be found on the other side of the Atlantic, in Brazil, Uruguay and Central Argentina (Cobbold et al., 1992). Once again, the setting was probably of Andean type.

How important are compressional basins?

Our field investigations have shown that sedimentary basins of various kinds have developed in all major areas of Cenozoic crustal thickening and in some areas of older thickening as well. Compressional basins formed in most of our experiments and we inferred that sedimentation and erosion provide mechanical aids to crustal thickening.

If so, why have relatively few examples of compressional basins been described so far? There are several possible reasons. First, the hangingwalls of emerging low-angle thrust faults tend to collapse easily, blurring the structural relationships at basin edges. Second, ongoing sedimentation may onlap and bury the hangingwalls, or scarp erosion may destroy them. Third, seismic images of basin edges may not be sharp, if foot-wall conglomerates contain few reflecting horizons, or if low-angle thrusts reflect and refract seismic waves, distorting or masking underlying reflectors. Fourth, well-developed ramp basins may become pushed down, out of sight of the surface geologist. Fifth, high plateaux are not the most obvious strategic targets for petroleum exploration. Sixth, Central Asia has long been one of the least accessible areas on Earth.

As these reasons disappear, we believe that more compressional basins will be discovered. They may become more important targets for oil exploration and they may influence the way geologists draw sections across areas of crustal thickening. There is a current tendency to assume a constant vergence for mountain chains, neglecting backthrusts. As deep seismic data accumulate, we believe that backthrusts and ramp basins will be given greater emphasis.

Foreland basins have been well studied and well modelled, numerically. Less is known about ramp basins and intermediate styles. As in our physical models, rates of subsidence for narrow ramp basins are likely to be high, because of additive contributions from paired bounding faults. Other aspects, remaining to be explored for ramp basins and intermediate styles, are thermal histories, migration pathways for hydrocarbons and internal traps, both structural and stratigraphic.

Acknowledgements

Fieldwork in Central Asia was funded by the CNRS (France) and the Academy of Sciences (ex-URSS), in Argentina by the INSU (France). The Institut Français du Pétrole and BP Exploration funded most of our physical modelling. We are grateful to Dr. R.H. Graham, Prof. N.J. Kusznir and Dr. B. Colletta for encouragement and helpful discussions.

References

- Allen, M.B., Windley, B.F., Zhang, C., Zhao, Z.-Y. and Wang, G.-R., 1991. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. *J. Geol. Soc. London*, 148: 369–378.
- Allen, P.A. and Homewood, P. (Editors), 1986. Foreland basins. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 8, 453 pp.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. *Congrès Géologique International, Comptes Rendus de la XIII Session, Belgique*, 1922, Premier fascicule, pp. 1–596.
- Baby, P., Sempere, T., Oller, J. and Hérail, G., 1992. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon and G. Laubacher (Editors), *Andean Geodynamics*. *Tectonophysics*, 205 (1–3): 155–169.
- Bally, A.W., 1982. Musings over sedimentary basin evolution. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A305: 325–338.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 65: 291–329.
- Beekman, F., Burov, E.B., Cloetingh, S. and Bull, J.M., 1993. Folding of oceanic and continental lithosphere by the Indian–Eurasian collision: constraints from numerical modelling. *European Union of Geosciences, 7th Meeting (EUG VII)*, Strasbourg, Abstr., p. 253.
- Burov, E.B., Lobkovsky, L.I., Cloetingh, S. and Nikishin, A.M., 1993a. Continental lithosphere folding in Central Asia: constraints from tectonic modelling. *European Union of Geosciences, Seventh Meeting (EUG VII)*, Strasbourg, Abstr., p. 255.
- Burov, E.B., Lobkovsky, L.I., Cloetingh, S. and Nikishin, A.M., 1993b. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part 2): constraints from tectonic modelling. *Tectonophysics*, in press.
- Butler, K. and Schamel, S.J., 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, 1: 109–120.
- Casas-Sainz, A.M. and Simon-Gomez, J.L., 1992. Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *J. Struct. Geol.*, 14: 521–530.
- Chebli, G. and Spaletti, L. (Editors), 1989. *Cuencas sedimentarias Argentinas*. Univ. Nac. Tucuman, Tucuman, 512 pp.
- Cobbold, P.R. and Davy, P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment, 2. Central Asia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S.*, 14: 143–162.
- Cobbold, P.R. and Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210: 255–271.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.R., Milani, E.J. and Szatmari, P., 1992. Permo–Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, pp. 23–26.
- Cobbold, P.R., Sadybakasov, E. and Thomas, J.C., 1993. Cenozoic basins and crustal thickening in the Kyrgyz Tien-Shan. In: F. Roure (Editor), *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins*. Ed. Technip, Paris, in press.
- Colletta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, P. and Rudkiewicz, J.-L., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: J. Letouzey (Editor), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Ed. Technip, Paris, pp. 81–100.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S.*, 14: 129–141.
- Davy, Ph. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. In: P.R. Cobbold (Editor), *Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation*. *Tectonophysics*, 188: 1–25.
- Dewey, J.F., Cande, S. and Pitman, W.C., 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae Geol. Helv.*, 82: 717–734.

- De Wit, M.J. and Ransome, I.G.D (Editors), 1992. Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Balkema, Rotterdam, 269 pp.
- England, P. and Houseman, G., 1986. Finite strain calculations of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676.
- Graham, S.A., Brassell, S., Carroll, A.R., Xiao, X., Demaison, G., McKnight, C.L., Liang, Y., Chu, J. and Hendrix, M.S., 1990. Characteristics of selected petroleum source rocks, Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 74: 493-512.
- Gries, R.R., 1990. Rocky Mountain foreland structures: changes in compression direction through time. In: J. Letouzey (Editor), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Ed. Technip, Paris, pp. 129-148.
- Hendrix, M.S., Graham, S.A., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J. and Wang, Z., 1992. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar and Turpan basins, northwest China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 53-79.
- Homewood, P., Allen, P.A. and Williams, G.D., 1986. Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 199-217.
- Jordan, T.E. and Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Am. J. Sci.*, 286: 737-764.
- Kalvoda, J., Leonov, Yu.G. and Nikonov, A.A., 1987. Main features of the neotectonic evolution of the Pamirs-Thyan Shan and the Karakoram-Himalayas mountain ranges. *Acta Montana*, 77: 65-84.
- Khain, V.E., Sokolov, B.A., Kleschev, K.A. and Shein, V.S., 1991. Tectonic and geodynamic setting of oil and gas basins in the Soviet Union. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 313-325.
- Kuszniir, N.J. and Ziegler, P., 1992. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple shear/pure shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215: 117-131.
- Lee, K.Y., 1985. Geology of the Tarim Basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 85-616, 55 pp.
- Letouzey, J. (Editor), 1990. *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Ed. Technip, Paris, 209 pp.
- Lu Banggan (Chief Editor), 1987. *Typical Seismic Section Atlas of China*. Petroleum Industry Press, Beijing, 260 pp.
- Mann, P., McLaughlin, P.P. and Cooper, C., 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic, 2. Structure and tectonics. In: P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (Editors), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 262: 367-389.
- Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension. *Mémoires et Documents du Centre Armorica d'Etudes Structurales des Socles*, 44, 283 pp.
- Martinod, J. and Davy, P., 1992. Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere, 1. Deformation modes from an analytical perturbation method. *J. Geophys. Res.*, 97 (B2): 1999-2014.
- Massari, F., Grandesso, P., Stefani, C. and Jobstraibizer, P.G., 1986. A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chatian to Recent, Southern Alps, Italy). In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 141-168.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40: 25-32.
- Meyerhof, A.A. and Willums, J.O., 1976. Petroleum geology and industry of the People's Republic of China. *United Nations ESCAP-CCOP Tech. Bull.*, 10: 103-112.
- Miletto, M. and Polino, R., 1992. A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (northwestern Italy). *Tectonophysics*, 212: 243-256.
- Molnar, P., 1989. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Am. Sci.*, 77: 350-360.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189: 419-426.
- Nishidai, T. and Berry, J.L., 1990. Structure and hydrocarbon potential of the Tarim Basin (NW China) from satellite imagery. *J. Pet. Geol.*, 13: 35-58.
- Pfiffner, O.A., 1986. Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 219-228.
- Puigdefabregas, C., Munoz, J.A. and Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 229-246.
- Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), *Foreland Basins*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 105-139.
- Roeder, D., 1990. Tectonics of South Alpine crust and cover (Italy). In: J. Letouzey (Editor), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Ed. Technip, Paris, pp. 1-14.
- Rosendahl, B.R., Reynolds, P.M., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J.W., Scott, D., Lambiase, J.J. and Derksen, S.J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: L.E. Frostick, L.W. Renaut, I. Reid and J.J. Tiercelin (Editors), *Sedimentation in the African Rifts*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 25: 27-38.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993a. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, in press.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A. 1993b. Restoration in plan view

- of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, in press.
- Sadybakasov, E., 1991. Neotectonics of High Asia. Nauka, Moscow, 181 pp.
- Schultz, S.S., 1948. Analysis of the Neotectonics and Relief of the Tien Shan. *Geografiz*, Moscow, 222 pp.
- Stephenson, R.A. and Cloetingh, S.A.P.L., 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. *Tectonophysics*, 188: 27-37.
- Thomas, J.C., Gapais, D., Cobbold, P.R., Meyer, V. and Burtman, V.S., 1993. Tertiary kinematics of the Tajik depression (Central Asia): inferences from fault and fold patterns. In: F. Roure (Editor), *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins*. Ed. Technip, Paris, in press.
- Tian, Z., Chai, G. and Lin, L., 1985. Tectonic evolution of the Tarim Basin and its hydrocarbon potential. *Oil Gas Geol.*, 6(3): 250-258 (in Chinese).
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 28: 95-107.
- Wang, Q. and Coward, M.P., 1990. The Chaidam Basin (NW China): formation and hydrocarbon potential. *J. Pet. Geol.*, 13: 93-112.
- Wang, Q.M., Nishidai, T. and Coward, M.P., 1992. The Tarim Basin, NW China. Formation and aspects of petroleum geology. *J. Pet. Geol.*, 15(1): 5-34.
- Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Zh.M., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. *Mar. Pet. Geol.*, 4: 205-225.
- Watts, A.B., Karner, G.D. and Steckler, M.S., 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A305: 249-281.
- Willis, B., 1928. Dead Sea problem: rift valley or ramp valley? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 39: 490-542.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z-Y. and Wang, G-R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. *Geology*, 18: 128-131.

Annexe 2

**Topographie. Documents originaux et procédure de
numérisation.**

1. Documents originaux.

La carte topographique numérique de la limite sud-est de la Puna argentine (Fig. III. 2), a été réalisée à partir des cartes disponibles publiées par l'Instuto Geográfico Militar Argentino. Huit cartes au 1/250 000 et quatre cartes au 1/200 000 ont été numérisées (Fig. A2.1). La zone considérée couvre 4° de latitude et approximativement 5° de longitude. La surface totale numérisée est d'environ 140 000 km².

2. Procédure de numérisation.

Fichier initial.

L'altitude a été échantillonnée en 265 749 points. La densité moyenne d'échantillonnage est donc, environ 2 points par km². Le fichier résultant de la digitalisation des cartes contient la position géographique des points (précision de ± 50 mètres) et l'altitude par rapport au niveau moyen de la mer adopté pour Mar del Plata en 1924 (précision de ± 5 mètres). Ce fichier initial issu de la numérisation des courbes de niveau se présente sous la forme (x,y,z).

Interpolation.

Le programme d'interpolation employé ("gridding") fonctionne sur les stations de travail Apollo DN 4000, il a été obtenu auprès de l'E.N.S. de Paris. Ce programme permet de recalculer, à partir du fichier de points (x,y,z) la valeur de l'altitude en chaque nœud d'une grille de maille régulière dont le pas est fixé (méthode de Splin pour l'interpolation).

Deux paramètres principaux sont requis pour le calcul d'une grille finale dont la surface est fixée. En premier lieu, le pas de la grille finale, c'est-à-dire la taille du pixel, doit être défini. Enfin, le rayon d'action r autour de chaque nœud de la grille finale détermine la zone de recherche des valeurs z initiales à prendre en compte pour le calcul de la nouvelle altitude interpolée (r représente 10 à 50% de la taille maximale de la grille).

Le programme fournit un fichier de positions des points initiaux permettant d'évaluer l'homogénéité de l'échantillonnage. La densité moyenne du fichier initial est de 2 points cotés par km². Il faut signaler que dans les zones peu accidentées (Fig. A2.1, carte 2766-IV) un échantillonnage serré n'est pas indispensable et par conséquent la densité d'échantillonnage est inférieure à un point par km² (cf. Table A2.1). En revanche, lorsque la précision des cartes l'autorise et que le relief est très découpé, au moins 4 points ont été échantillonnés au km² (Fig. A2.1, carte 2766-III, 14f et 14g).

Le fichier numérique résultat est une matrice de 2816 lignes et 3324 colonnes dans laquelle les valeurs d'altitude ont été recalculées pour 5 628 480 nœuds de la maille

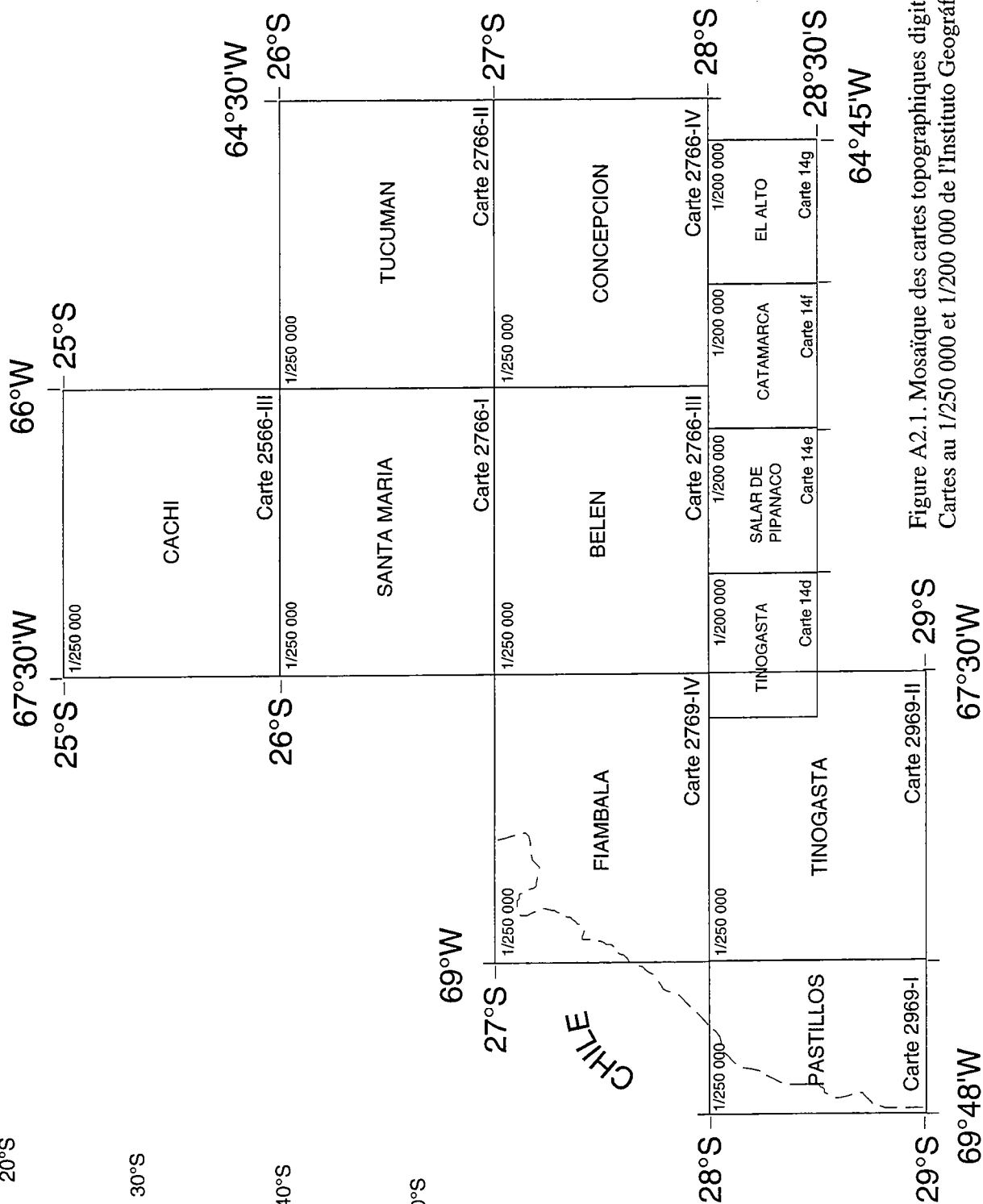
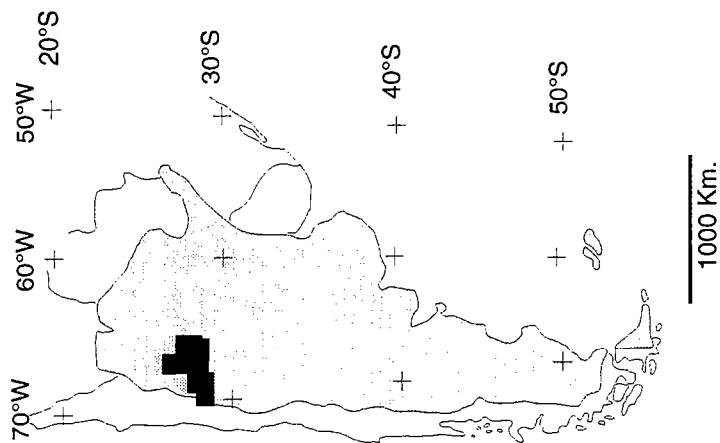


Figure A2.1. Mosaïque des cartes topographiques digitalisées.
Cartes au 1/250 000 et 1/200 000 de l'Instituto Geográfico Militar.

finale. Le pas de la grille calculée est de 157 mètres (1 pixel=157m). Les altitudes minimale et maximale sont respectivement 231 et 6882 mètres.

3. Exploitation de la topographie numérisée.

Il est possible d'exploiter le fichier de topographie numérique à l'aide de logiciels de traitement d'images développés à Géosciences Rennes par O. Dauteuil et T. Souriot. Le document numérique final est visualisé sous formes d'images en niveaux de couleurs ou d'ombrage. Le fichier numérique constitue une base de données à partir de laquelle il est possible d'extraire automatiquement des caractéristiques géomorphologiques comme les crêtes des reliefs et les pentes des paléosurfaces érosives. Les profils topographiques utilisés pour les coupes géologiques interprétatives sont également calculés à partir des données numériques (Fig. III.11). La topographie numérique est en outre combinée avec les données de la sismique pétrolière pour établir la carte du toit du socle cristallin dans les bassins compressif bordant la Puna argentine (Fig. III.10). La profondeur des bassins issue de l'analyse du réseau de lignes sismiques a été soustraite à la topographie.

Carte	N° Carte	Echelle	Limites de la carte topographique				Point culminant	Altitude (mètres)	Nb points digitalisés	Densité d'échantillonnage (pt/km2)
			Lat N	Lat S	Long W	Long E				
Cachi	2566-III	1/250 000	25°S	26°S	67°30'W	66°W	Cerro Galán	5912	20818	1,28
Santa María	2766-I	1/250 000	26°S	27°S	67°30'W	66°W	Cerro Laguna Blanca	5946	25928	1,6
Tucumán	2766-II	1/250 000	26°S	27°S	66°W	64°30'W	Cerro del Zarzo	5064	18606	1,14
Belén	2766-III	1/250 000	27°S	28°S	67°30'W	66°W	Cerro el Bolsón	5550	67052	4,13
Concepción	2766-IV	1/250 000	27°S	28°S	66°W	64°30'W	Cerro Laguna Verde	5039	9226	0,57
Fiambalá	2769-IV	1/250 000	27°S	28°S	69°W	67°30'W	Monte Pissis	6882	28069	1,73
Pastillos	2969-I	1/250 000	28°S	29°S	69°48'W	69°w	Cerro el Potro	5879	22033	1,36
Tinogasta	2969-II	1/250 000	28°S	29°S	69°W	67°30'W	Cerro Bonete Chico	6759	20163	1,24
Tinogasta	14d	1/200 000	28°S	28°30'S	67°45'W	67°W		3000		
Salar de Pipanaco	14e	1/200 000	28°S	28°30'S	67°W	66°15'W		3400	17931	2,21
Catamarca	14f	1/200 000	28°S	28°30'S	66°15'W	65°30'W	Ambato el Manchao	4515		
El Alto	14g	1/200 000	28°S	28°30'S	65°30'W	64°45'		1800	35923	4,42
Total: 265749 Densité moyenne: 1,9 pt/km2										

Table A2.1.

Annexe 3

**Traitement des données de sismique réflexion. Transformation
des profils distance/temps en profils distance/profondeur.**

1. Documents bruts

Les documents traités se présentent sous la forme profils distance/temps. Il s'agit de coupes sismiques préalablement traitées (correction de plan, égalisation, déconvolution "Spike", corrections dynamiques, filtres passe bande, horizontalisation, etc...). Les paramètres de l'enregistrement et de la séquence de traitement des données sont consignés sur les documents originaux. Les caractéristiques principales d'acquisition des différentes coupes sismiques sont les suivantes:

N° ligne	Localisation	Orientation	Longueur	Tps enregistrement	Source énergie
1	Santa María	N 105	28.5 km	6 sec.	Explosifs
2	Campo del Arenal	N 110	35 km	3.8 sec.	Explosifs
3	W Monteros	N 110	22.5 km	5 sec.	Vibroseis
4	NW Rio Chico	N 090	12.5 km	4.6 sec.	Vibroseis
5	S Tucumán	N 208	23 km	4.6 sec.	Vibroseis

2. Transformations des documents (distance / temps) en profils (distance / profondeur)

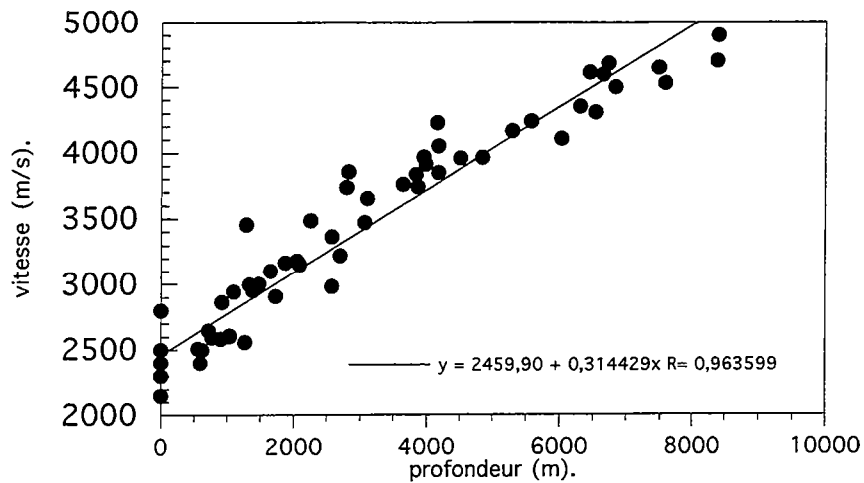
Afin de pouvoir interpréter les pointés sismiques, il était nécessaire de procéder à la transformation des profils "temps" en profils "profondeur". La traduction des coupes "temps" en coupes "profondeur" est basée sur les lois de vitesse des ondes sismiques déterminées pour les milieux rocheux traversés. Ces lois sont mentionnées sur les documents originaux. Chaque ligne a été digitalisée. Les valeurs de vitesse (m.s^{-1}) ont été reportées en fonction de la profondeur (m) sur des graphes. Les courbes résultantes (Figs.A3.1 & A3.2) correspondent au profil de vitesse moyen déterminé pour chacune des sections. Nous avons approximé par des fonctions linéaires les nuages de points obtenus pour chaque ligne sismique. Les fonctions introduites dans le programme de migration des lignes (Unger, 1986; Coat, 1991) sont du type:

$$V = V_0 + a.z$$

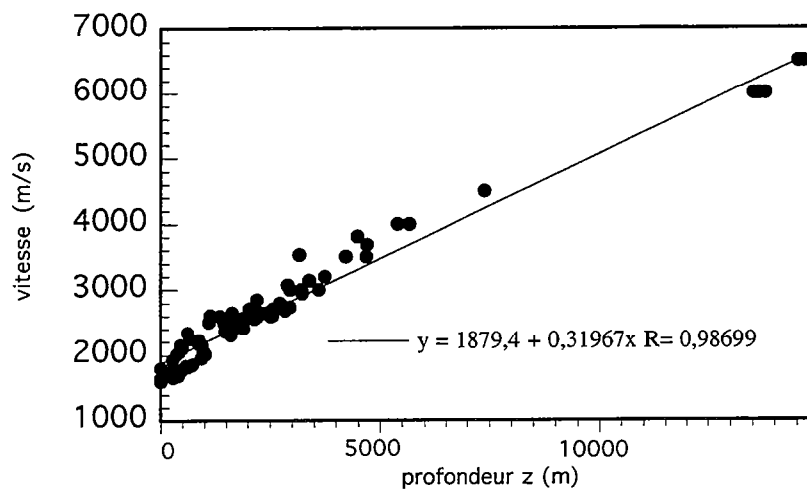
V est la vitesse, V_0 représente une vitesse initiale en surface, a est une constante et z correspond à la profondeur. Les paramètres déterminés pour chaque section sismique sont les suivants:

N° ligne	V_0 (m.s^{-1})	a (s^{-1})	R=coef. corrélation
1 et 2	2460	0.31	0.96
3	1879	0.32	0.99
4	2205	0.29	0.98
5	1855	0.28	0.99

Sections 1 & 2



Section 3



Section 4

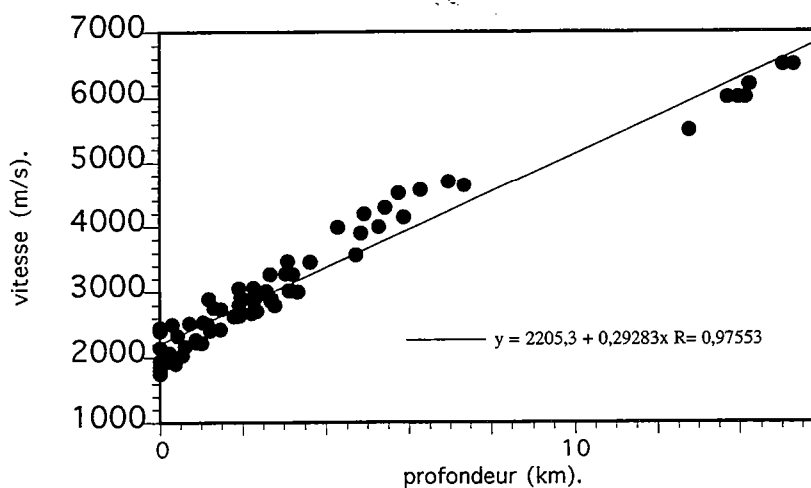


Figure A3.1. Courbes de correspondance vitesse/profondeur pour les sections 1, 2, 3 et 4.

profil temps/profondeur Section 5

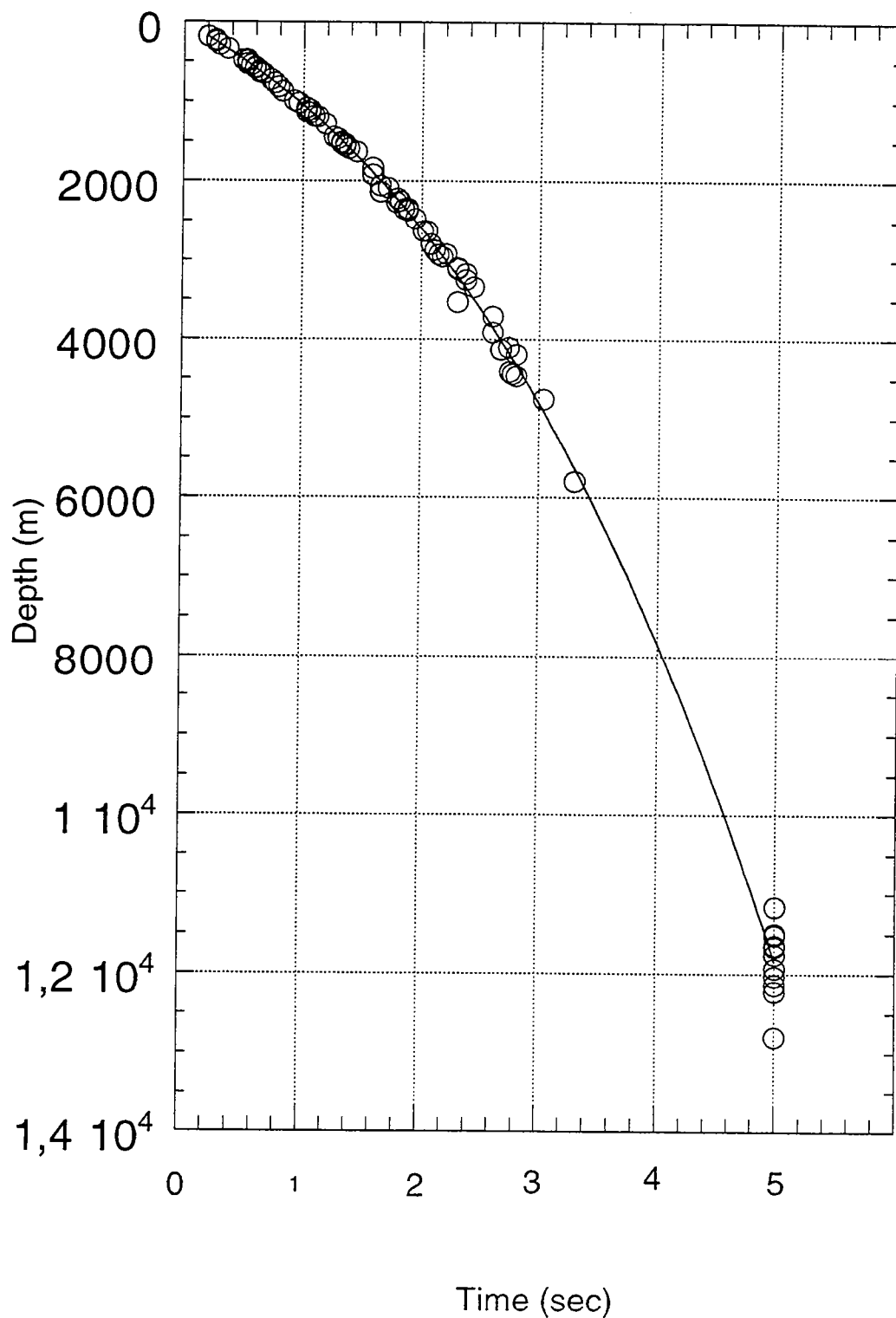


Figure A3.2. Courbe de correspondance temps/profondeur pour la section 5.

L'emploi de profils de vitesse linéaires se justifie car la valeur des coefficients de corrélation est élevée ($R > 0.96$) et parce que les séries néogènes détritiques continentales sont homogènes. Les résultats obtenus en migrant les réflecteurs sélectionnés confortent le choix de ces fonctions linéaires. En effet, la pente de la base des bassins de Santa María et Campo del Arenal, c'est à dire l'inclinaison de l'interface socle/couverture de référence, prolonge la topographie exhumée de cette surface (cf. Fig. III.11, sections 1 et 2). Une transformation du profil temps en profil profondeur basée sur une loi de vitesse éronnée aurait fait apparaître une distorsion angulaire entre le segment exhumé de la paléosurface et le segment enfoui. Le pendage du segment enfoui de la paléosurface aurait été exagéré ou minimisé.

L'analyse du réseau de profil relativement dense a permis d'obtenir une carte des isochrones de la base des bassins néogènes. Les isochrones ont été traduites en isobathes en considérant les profils de vitesse de lignes subméridiennes traversant du Nord au Sud le bassin d'avant-pays et les bassins de Santa Maria et Campo del Arenal. Un profil moyen représentatif de la couverture des différents bassins a été établi (Fig. A3.2). La correspondance en profondeur de la valeur de chacune des isochrones est donnée directement par la courbe temps/profondeur (Fig. A3.2) sans approximation linéaire, dans ce cas.

Annexe 4

**Populations de failles et résultats de l'analyse par la méthode
des Dièdres Droits (Angelier & Mechler, 1977).**

Cette annexe présente la liste des mesures de failles, un tableau récapitulatif et les résultats graphiques de l'analyse des failles par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977).

La liste contient pour chacun des 126 sites (n° 9101 à 9407) l'ensemble des plans striés mesurés. La colonne de gauche correspond au numéro de la mesure. L'orientation de chaque plan est donnée par son pendage (dip) et par l'azimut de la ligne de plus grande pente du plan (azdip). L'orientation de la strie est donnée par son plongement (pl) et par sa direction (bearing). Le sens de cisaillement sur le plan strié est indiqué par une lettre (I: inverse, N: normale, D: dextre, S: sénestre). Lorsque la détermination du jeu sur la faille n'est pas fiable, un point d'interrogation suit la liste des mesures. Les failles géométriquement incompatibles avec le résultat du traitement de l'ensemble de la population sont signalées par un astérisque.

La table 1 contient le numéro, le nom et la localisation précise de chacun des sites de mesures. La lithologie des affleurements est également mentionnée. N est le nombre de failles constituant la population. MAX est le nombre de failles compatibles avec le résultat de l'analyse des N failles de la population. N' correspond à la population de failles sans les (N-MAX) plans géométriquement incompatibles. MAX' comptabilise les failles de la population N' compatibles avec le résultat final. Les vecteurs propres et les valeurs propres des axes principaux de raccourcissement, intermédiaire et d'allongement sont calculés par le programme FaultKin de R.W. Allmendinger.

Les résultats graphiques sont présentés pour chacun des 126 sites. Un premier stéréogramme donne l'orientation des failles (grands cercles) et des stries qu'elles portent (flèches). Le résultat de l'analyse par la méthode des dièdres droits est une moyenne d'un diagramme en compression et d'un diagramme en extension. Ces résultats sont obtenus en utilisant un programme élaboré par J.B. Françolin à Géosciences Rennes (Françolin, 1992).

Populations de failles.

I: Inverse.

N: Normale.

D: Dextre.

S: Senestre.

*: faille incompatible.

?: incertitude sur le sens de déplacement.

N° Site de mesure.

n° dip azdip pl bearing sense

9101

01 85 050 84 044 N
02 60 105 60 105 N
03 65 110 36 180 N
04 60 118 42 063 I
05 21 105 19 080 I
06 30 095 25 130 I
07 32 105 32 105 I
08 35 080 33 055 I
09 30 075 29 070 I
10 30 075 26 045 I
11 30 085 29 070 I

9102

01 65 320 22 040 D
02 45 128 44 112 I
03 70 095 34 169 I
04 37 080 36 070 I
05 35 220 35 225 I
06 45 270 34 320 I
07 63 215 45 154 I
08 20 205 02 120 I
09 38 180 28 131 I
10 65 060 18 140 I
11 60 135 40 196 I
12 32 245 28 215 N
13 45 080 45 070 I
14 73 348 73 348 I
15 53 325 52 335 N *
16 45 220 32 170 I
17 60 130 15 213 N
18 17 100 17 103 I
19 50 050 28 348 N
20 50 060 30 000 N
21 28 125 28 124 I

9103

01 19 345 10 044 I
02 74 115 65 701 I
03 76 344 68 289 I
04 46 310 36 260 N *
05 47 306 36 255 N *
06 29 136 29 140 I
07 68 082 65 055 I
08 64 344 22 263 N
09 66 130 64 100 I
10 71 104 12 019 D
11 44 153 14 080 I
12 32 090 25 051 I
13 80 100 29 184 I *
14 80 004 50 285 I *
15 64 070 57 027 I
16 70 140 24 060 D
17 78 055 74 092 I
18 73 250 65 200 N *
19 68 055 65 030 I

20 62 040 44 100 I
21 77 145 61 208 N
22 65 076 26 000 I
23 82 150 57 073 I
24 50 040 34 097 N *
25 77 105 20 198 D
26 72 110 05 022 D
27 63 196 62 200 N *
28 56 105 32 167 N
29 16 196 15 200 I
30 04 350 04 018 I
31 04 350 01 064 I
32 79 247 50 322 D *
33 85 135 76 066 D
34 87 135 76 066 D
35 61 170 58 198 D *
36 61 170 49 122 S
37 20 050 18 040 I
38 05 080 02 020 I
39 46 055 42 080 I
40 52 055 48 025 I
41 51 060 39 012 I
42 51 060 30 120 I
43 70 243 50 178 N *
44 80 060 57 167 N
45 65 065 56 115 N *
46 50 132 21 057 I
47 60 065 44 118 I
48 71 260 44 188 I
49 81 117 76 074 N *
50 56 090 36 152 N *
51 23 140 22 120 I
52 77 135 30 050 N *
53 46 160 20 090 I
54 32 140 31 155 I
55 63 065 62 050 I
56 48 070 25 005 I
57 75 175 25 258 I
58 80 151 48 254 S *

9104

01 56 155 57 165 I
02 75 135 72 172 I
03 80 045 73 348 N
04 68 225 66 205 N *
05 46 255 23 190 D
06 70 145 61 103 N
07 66 295 38 004 N
08 57 055 37 354 I
09 60 067 09 342 I
10 56 105 15 025 D
11 61 080 59 100 I
12 61 080 61 080 I
13 02 094 02 164 I *
14 72 068 20 345 I
15 02 154 02 173 D
16 02 097 02 064 I
17 85 105 60 024 D
18 85 105 37 018 D
19 65 320 65 320 N
20 85 290 22 204 D
21 73 120 40 044 D
22 75 307 61 248 N
23 72 110 47 038 D
24 78 120 25 038 D
25 72 120 25 038 D
26 62 100 49 153 I *
27 63 110 28 035 D
28 56 085 48 042 I
29 65 100 50 043 I

30 58 115 08 031 D
31 64 114 34 043 I
32 63 125 23 048 D
33 76 073 26 351 I

9105

01 40 240 28 190 I
02 40 240 28 190 I
03 72 110 58 056 I
04 60 065 59 075 N *
05 45 165 42 135 I
06 42 060 42 060 I
07 35 205 32 235 I
08 35 205 31 180 I
09 05 285 01 197 D
10 90 235 82 323 S
11 80 117 72 060 I
12 65 220 61 182 I
13 75 020 50 090 I
14 85 225 57 308 I
15 15 125 14 130 I
16 82 190 20 102 S
17 52 215 39 270 I
18 50 200 49 215 I

9106

01 43 270 42 283 I
02 20 245 19 260 I
03 90 000 50 090 S
04 70 070 69 060 N *
05 80 070 70 131 N *
06 50 110 48 085 N *
07 60 130 48 080 N
08 75 140 62 080 N
09 60 280 45 336 I *
10 60 280 08 005 S *
11 65 290 27 007 I *
12 65 290 19 210 I
13 50 288 50 288 I
14 90 010 28 280 S
15 90 355 60 265 S
16 65 010 14 289 S
17 78 238 78 238 I *
18 50 088 48 108 N *
19 78 260 75 220 N
20 78 260 50 187 N *
21 70 092 70 092 I
22 50 205 50 215 I
23 30 295 30 285 I
24 00 000 00 135 D
25 55 145 54 130 N
26 50 125 43 090 N
27 40 163 33 125 N
28 55 260 54 255 I
29 30 280 29 285 I
30 40 280 28 230 I
31 47 305 05 220 D
32 12 010 07 060 N
33 30 300 29 295 I
34 10 355 04 290 I
35 38 333 31 295 I

9107

01 89 290 89 290 N
02 89 290 19 019 D
03 72 032 08 120 D
04 13 107 11 130 I
05 80 190 75 145 N
06 15 285 10 240 N
07 55 200 50 232 N

08 42 277 41 268 N
09 48 230 47 240 N
10 75 140 75 140 N
11 60 195 37 260 N
12 15 260 14 100 I
13 80 190 78 140 N
14 36 260 34 275 N

9108

01 35 030 19 330 N
02 64 030 63 035 I
03 90 000 90 000 I
04 32 060 30 080 I
05 75 175 00 085 S
06 80 250 00 160 D
07 76 090 20 176 D
08 80 170 15 083 S
09 63 100 23 178 D
10 35 052 27 095 I
11 60 045 10 321 D
12 50 050 40 095 I
13 40 075 39 095 I
14 55 090 53 105 I

9109

01 57 065 47 018 I *
02 78 110 19 025 D *
03 70 130 21 048 D
04 86 285 73 354 D *
05 86 285 16 011 I
06 90 040 90 015 N
07 65 025 64 035 N
08 15 195 05 265 N
09 32 175 31 190 N *
10 30 070 29 080 I
11 65 035 55 085 I
12 65 020 57 060 I *
13 60 010 60 010 I
14 90 315 50 225 D
15 90 025 45 115 N *
16 75 040 33 120 I
17 90 005 30 095 S *
18 56 062 30 130 I
19 75 010 70 054 N
20 65 045 62 022 N
21 15 105 14 085 I
22 74 052 69 015 N
23 70 175 69 170 I
24 10 095 09 115 I
25 50 120 49 135 I
26 80 155 69 095 N *
27 62 080 51 034 I
28 45 113 40 145 I
29 15 065 14 082 I
30 62 032 61 045 N
31 08 050 06 020 I
32 35 045 10 120 I
33 50 200 49 208 N *
34 50 210 49 190 N
35 15 225 14 200 N
36 40 232 27 180 N
37 40 290 33 255 N *
38 40 100 15 170 I
39 35 100 07 180 I
40 20 195 22 205 I
41 40 034 16 320 I
42 38 025 24 330 I
43 38 085 25 030 N
44 15 085 10 040 N *
45 80 140 44 219 D

46 45 228 42 200 N
 47 35 240 34 225 I
 48 65 210 65 210 N *
 49 35 200 33 225 N
 50 50 090 12 170 D *
 51 12 120 12 110 I
 52 36 120 35 110 I
 53 36 120 03 205 S
 54 43 182 40 154 N *
 55 38 315 26 265 I

9110
 01 15 225 13 250 N
 02 32 085 27 120 N
 03 85 086 65 009 N
 04 15 250 14 240 N
 05 64 090 40 025 N
 06 68 048 68 048 N
 07 78 280 60 349 I
 08 70 230 14 145 D
 09 75 250 00 160 D
 10 85 068 40 154 N
 11 78 245 33 161 D

9111
 01 64 165 63 175 N
 02 85 230 40 315 D
 03 85 205 15 294 S *
 04 80 170 73 228 D
 05 90 022 30 292 D
 06 75 022 21 292 N *
 07 82 185 54 265 N
 08 85 140 79 204 N
 09 65 140 50 193 N
 10 90 125 10 035 D *
 11 57 310 55 310 I
 12 82 082 82 082 N
 13 62 086 09 170 I
 14 62 086 44 145 I
 15 70 090 69 085 N
 16 08 120 06 150 N *
 17 85 130 85 130 N
 18 85 130 54 213 N
 19 68 165 31 238 D
 20 28 060 06 345 I *
 21 35 340 35 340 I
 22 55 280 50 310 I
 23 70 095 70 090 N
 24 83 285 79 237 I
 25 88 235 86 252 I *
 26 55 005 15 085 S *
 27 60 330 23 045 S
 28 70 005 67 029 N *
 29 30 010 07 295 D *
 30 45 105 45 105 N
 31 40 300 18 008 D
 32 34 285 17 225 I
 33 80 270 35 180 N
 34 82 275 78 214 N *
 35 40 270 28 320 I *
 36 25 344 14 290 I *
 37 85 335 80 036 N *
 38 76 210 47 135 I
 39 70 140 68 110 I *
 40 75 230 41 153 I
 41 60 260 59 270 N
 42 60 167 05 080 D
 43 80 175 33 090 D
 44 90 145 15 055 S
 45 75 182 75 182 N

46 90 230 75 320 I
 47 45 115 44 120 I
 48 30 130 30 130 I
 49 10 120 09 100 I
 50 46 205 40 240 N
 51 45 010 25 072 I
 52 55 185 53 190 N
 53 77 000 70 312 N *

9112
 01 43 175 37 210 I
 02 90 070 00 160 D
 03 86 130 15 042 D
 04 80 090 32 173 D
 05 78 140 39 222 D
 06 16 357 16 355 N
 07 40 060 12 135 I
 08 70 005 69 355 N *
 09 32 148 30 165 I
 10 45 125 42 150 I
 11 83 270 20 357 D
 12 44 090 31 040 S *

9113
 01 65 160 44 096 N
 02 88 310 50 038 N
 03 63 153 34 083 I *
 04 72 128 65 083 N
 05 69 127 57 076 N
 06 80 140 29 055 N
 07 80 135 62 064 N

9114
 01 85 075 54 352 N
 02 83 075 16 161 S
 03 60 070 56 045 N
 04 64 085 50 033 I

9115
 01 30 330 30 325 I
 02 35 275 35 275 I
 03 65 023 58 065 N
 04 90 045 58 315 D
 05 38 290 37 284 I
 06 70 040 53 100 N
 07 30 225 23 185 I *
 08 60 260 29 190 I *
 09 60 025 53 341 N
 10 55 034 48 068 N
 11 55 025 54 040 N

9116
 01 27 285 27 295 I
 02 50 290 50 290 I
 03 50 290 40 330 I
 04 70 120 67 100 I
 05 72 100 55 160 N
 06 25 165 18 120 N
 07 70 120 70 125 N *
 08 20 170 13 120 N
 09 35 000 12 070 S
 10 90 115 10 025 S *
 11 80 265 20 179 I
 12 79 260 62 194 I
 13 84 266 48 179 I
 14 86 267 64 190 I
 15 55 127 54 115 I
 16 82 300 82 300 N
 17 65 105 45 164 N
 18 68 115 22 195 N

19 83 290 22 205 D
 20 60 120 57 142 N *
 21 60 120 18 200 N
 22 65 110 16 191 D
 23 70 078 29 156 D
 24 27 150 27 150 I
 25 90 150 90 150 N
 26 75 320 52 252 D
 27 65 120 47 182 D
 28 80 265 78 250 D
 29 70 054 54 113 I
 30 78 268 51 194 D
 31 60 070 60 070 N *
 32 50 110 48 131 N *
 33 85 245 85 245 N
 34 85 245 65 168 N
 35 67 057 58 098 N *
 36 67 230 19 148 S
 37 20 272 20 285 I
 38 55 135 52 115 I
 39 45 065 19 355 I
 40 80 035 38 312 D *
 41 22 244 10 180 D
 42 37 065 06 145 S

9117
 01 55 116 40 170 S
 02 60 230 30 160 I
 03 46 280 12 202 S
 04 35 225 28 185 I
 05 40 200 36 170 N *
 06 55 165 55 165 N *
 07 65 290 02 019 D *
 08 65 205 49 146 I
 09 58 175 56 152 I
 10 55 220 37 163 I
 11 55 280 12 000 D *
 12 51 110 38 165 I
 13 10 305 10 305 I
 14 35 185 18 245 N *
 15 10 330 08 300 I
 16 44 125 36 088 N *
 17 12 110 11 120 N
 18 38 092 09 015 S
 19 40 190 40 193 I
 20 65 005 21 084 D
 21 75 015 44 301 D
 22 44 285 37 246 N
 23 90 155 45 245 D
 24 86 256 33 342 I
 25 35 077 30 045 N
 26 85 250 66 324 I

9118
 01 50 313 06 227 D
 02 57 290 48 245 I
 03 37 305 18 240 I
 04 27 080 27 095 I
 05 40 292 13 220 D
 06 08 070 08 070 I
 07 75 300 27 216 I
 08 44 285 26 224 I
 09 47 275 46 280 I
 10 50 242 29 180 I
 11 42 300 20 230 I
 12 64 298 22 217 I
 13 48 030 47 038 I
 14 72 105 09 194 D
 15 55 010 55 010 N
 16 60 125 15 042 D

17 44 240 35 200 N
 18 26 340 18 290 I
 19 39 035 30 080 I
 20 75 110 72 027 N
 21 90 113 08 203 D

9119
 01 40 000 36 032 I
 02 50 310 49 290 I
 03 20 050 13 100 N
 04 60 355 31 285 I
 05 20 030 13 340 I
 06 35 240 10 162 N
 07 40 300 39 320 I
 08 78 317 77 330 I *
 09 67 290 67 290 N
 10 45 310 45 310 I
 11 30 328 30 328 I
 12 15 160 14 170 N
 13 87 056 33 328 S
 14 80 330 80 000 N
 15 37 325 38 330 I

9120
 01 78 238 73 185 N
 02 80 295 18 207 D *
 03 87 230 06 141 S
 04 85 153 49 070 N *
 05 25 225 24 205 I
 06 89 181 44 266 D
 07 87 308 87 308 D
 08 69 301 69 301 I
 09 59 152 57 125 I
 10 43 175 43 175 I
 11 89 179 79 106 I
 12 59 310 59 310 N *
 13 78 172 57 102 N *
 14 65 220 40 151 I
 15 89 350 62 079 N
 16 89 180 38 091 N *
 17 89 180 17 269 D
 18 89 180 17 268 N
 19 80 010 41 090 N
 20 89 326 13 055 I
 21 89 345 89 345 I
 22 52 336 06 250 N *
 23 40 200 40 195 I
 24 60 207 12 125 D
 25 80 165 38 245 D
 26 89 165 28 246 D
 27 83 095 36 180 D *
 28 86 340 19 069 D

9121
 01 85 326 85 326 N
 02 66 050 48 109 N
 03 89 072 02 343 D
 04 55 135 15 054 D
 05 63 288 53 235 I
 06 80 135 68 196 I
 07 66 302 65 290 I
 08 79 300 78 283 I
 09 86 306 66 223 D
 10 86 306 34 220 D
 11 80 225 54 301 I
 12 59 067 31 135 D
 13 60 326 57 297 D
 14 79 066 39 146 S

9122	18 48 040 17 327 D	06 50 050 49 060 I	9210
01 76 275 70 225 I	19 25 105 24 093 N	07 37 040 36 053 I	01 72 280 69 312 I
02 70 293 67 260 I	20 58 305 51 265 I	08 45 020 44 040 I	02 82 017 45 295 I ?
03 77 040 13 312 I	21 43 324 28 267 D	09 45 020 36 064 I	03 72 066 12 340 N
04 85 284 12 013 S	22 53 319 12 238 D	10 44 014 34 060 I	04 85 210 25 297 I
05 88 230 70 149 N	23 42 318 32 004 I	11 87 278 05 188 D	05 66 184 31 259 I
06 80 233 78 261 N	24 45 052 07 134 D	12 45 220 36 180 I	06 79 294 59 005 I
07 79 056 79 055 I	25 48 357 46 335 I	13 45 220 43 240 I	07 78 290 55 002 I
08 06 275 05 240 I	26 32 005 32 005 N *	14 38 035 37 040 I	08 61 282 58 311 I
09 82 255 75 197 N	27 66 310 64 338 I	15 80 115 54 191 D	09 55 060 24 348 N
	28 60 295 58 272 I	16 69 035 59 085 I	10 71 293 51 358 I
9123	29 40 001 39 013 I		11 75 295 45 009 I
01 35 102 34 090 N	30 34 310 18 250 I	9206	12 77 020 62 084 I ?
02 80 167 35 084 I	31 34 310 27 270 I	01 35 315 24 264 N	13 56 005 54 027 I
03 89 165 80 090 N	32 40 285 37 260 I	02 56 305 56 296 I	14 66 300 36 011 I
04 70 246 69 226 I	33 79 283 26 007 N *	03 67 040 18 318 S	15 64 280 54 325 I
05 19 055 19 053 I	34 66 322 41 256 D	04 78 332 60 263 I	16 80 317 76 002 I
	35 70 152 38 223 D *	05 43 320 41 297 I	17 80 290 66 357 I
9124	36 54 135 52 156 N *	06 32 295 21 242 I	18 76 333 74 003 I
01 63 095 60 116 I	37 56 120 56 120 N *	07 80 272 38 354 S	19 75 310 75 310 I
02 50 090 22 160 I		08 80 206 55 282 I	20 77 110 76 085 N
03 50 090 50 085 S *	9202	09 40 290 40 290 I	21 66 105 57 151 N
04 89 009 43 277 I	01 72 232 03 143 S	10 54 063 54 063 N	22 61 055 49 106 I
05 65 015 24 297 I	02 57 210 57 217 D	11 35 225 01 137 D	
06 30 222 30 220 I	03 76 175 15 261 D	12 67 083 14 167 S	9211
07 89 065 38 154 S	04 85 202 25 290 D	13 50 070 11 150 N *	01 77 345 36 065 D
08 63 090 62 108 I	05 88 020 33 291 N	14 45 320 38 281 I	02 60 160 31 091 N
09 45 056 10 135 S	06 56 123 56 123 I	15 29 215 27 238 N	03 77 200 44 123 N ?
10 44 200 40 223 I			04 89 216 65 128 S
11 60 104 58 113 I	9203	9207	05 50 285 44 248 I
12 55 107 48 068 I	01 89 070 70 157 D *	01 64 142 42 078 I	06 80 015 68 079 I
13 42 094 27 035 I	02 45 116 44 124 I	02 76 117 19 032 I	07 65 315 35 026 I
14 65 260 65 260 I	03 65 102 63 115 I ?	03 89 035 63 123 D	08 89 172 50 261 D
15 85 270 84 245 N	04 66 090 57 136 I ?	04 72 120 50 053 N ?	09 81 095 30 010 D
16 60 270 05 184 D	05 55 104 35 165 I	05 72 152 19 068 N ?	
17 52 350 34 290 N	06 63 265 37 198 I ? *	06 72 290 72 290 N ?	9212
18 66 164 44 099 I	07 54 280 49 246 I ? *	07 80 192 10 104 I	01 70 080 22 359 N
19 63 245 63 245 I	08 63 098 20 019 S		02 89 254 08 164 D
	09 89 090 24 000 S	9208	03 32 215 18 274 I
9125	10 62 276 62 276 N	01 89 108 70 015 D	04 36 266 20 326 I
01 80 320 25 234 D	11 80 215 20 301 S *	02 89 105 65 013 D	05 78 330 66 032 I
02 90 295 20 205 D	12 80 142 21 056 D	03 83 330 74 266 N	06 40 204 38 194 I
03 80 277 79 236 I	13 16 030 15 051 I	04 78 325 67 265 N	07 40 310 40 310 I
04 80 280 05 191 D	14 64 130 28 055 I	05 66 048 44 344 I	08 45 325 42 350 I
05 80 280 80 280 I	15 47 180 31 237 I	06 70 332 63 289 I	09 75 045 52 115 S
06 67 270 67 270 I	16 42 095 33 052 I	07 65 324 40 257 I	10 74 110 49 181 N
07 53 280 53 270 I	17 42 155 23 220 I	08 70 325 62 278 I	
08 45 250 33 295 I	18 89 313 35 222 S		9213
09 38 320 35 290 I	19 55 167 14 247 I	9209	01 70 220 68 237 I
10 20 325 19 305 I	20 36 160 19 098 I	01 45 281 42 308 I	02 65 020 16 248 N
11 20 093 18 105 I	21 78 001 32 279 S *	02 41 320 22 022 S ?	03 24 335 00 000 I
	22 69 275 58 327 I ?	03 40 290 06 012 D *	
9201		04 66 060 56 011 N	9214
01 67 133 34 060 D	9204	05 30 295 10 007 I	01 68 298 24 218 D
02 25 105 23 080 N	01 64 010 47 069 I	06 55 252 40 306 I	02 24 299 15 248 D
03 62 122 36 186 S	02 60 182 29 111 N	07 55 270 55 277 I	03 44 309 35 266 I
04 49 355 50 350 I	03 54 032 02 121 D	08 80 090 49 012 I *	04 24 184 04 265 D *
05 64 015 47 320 D	04 51 040 18 326 D	09 65 230 14 146 D	05 80 334 53 257 I *
06 52 001 46 324 I	05 66 025 18 107 D ?	10 60 205 53 165 I	06 35 272 06 190 I
07 85 316 34 043 N	06 80 063 42 144 D	11 57 072 57 072 N	07 76 124 47 198 N
08 42 334 10 256 D	07 80 063 10 335 D	12 64 275 47 333 I	08 39 113 34 146 N
09 70 175 70 188 I	08 25 020 12 83 I	13 65 200 56 154 I	09 72 052 60 356 I
10 70 175 53 236 I	09 48 313 42 344 I	14 82 155 62 080 N	10 50 187 48 208 N *
11 70 313 16 228 D		15 60 205 53 165 I	11 23 032 15 336 I
12 51 045 15 330 D	9205	16 57 072 57 072 N	12 50 066 43 028 I
13 61 001 19 283 D	01 78 070 05 159 D	17 30 325 25 285 I	13 50 092 31 152 N
14 30 330 28 310 I	02 45 090 09 170 D	18 34 345 19 045 N	14 31 000 23 045 I
15 45 325 42 300 D	03 73 040 70 071 D	19 66 286 57 332 I	15 25 359 25 010 I
16 45 325 27 265 D	04 51 190 10 272 D	20 65 162 58 121 N ? *	16 34 337 34 337 I
17 20 278 17 250 D	05 79 075 34 157 D	21 55 255 55 255 I	17 52 085 43 128 N ? *

18 76 325 64 264 I
19 49 212 47 191 I

9215

01 57 105 55 085 N
02 61 210 46 265 I
03 48 262 47 277 I
04 60 170 26 244 I
05 89 236 75 150 N
06 85 245 67 167 I
07 10 050 09 080 N
08 81 321 35 237 D
09 39 205 39 195 I
10 84 216 58 136 I
11 88 297 30 208 D
12 47 260 45 239 I
13 41 302 31 256 I
14 42 357 35 318 I
15 72 272 51 206 I
16 28 340 24 309 I

9216

01 24 195 24 195 I
02 42 295 40 315 I
03 82 184 41 267 I
04 59 083 57 059 I
05 39 083 32 044 I
06 40 309 18 017 I
07 89 183 29 272 S
08 82 190 28 276 S
09 48 292 48 296 I
10 89 015 25 285 S
11 82 019 68 315 S
12 84 165 68 240 S
13 40 135 40 143 I
14 40 135 39 117 I
15 89 005 40 094 D
16 66 286 64 310 I ?
17 57 127 52 092 I

9217

01 75 052 61 113 N
02 67 220 28 143 I
03 66 241 52 186 I
04 89 155 34 066 D
05 57 135 13 051 D
06 51 056 12 136 N ?
07 45 023 42 048 N ?
08 60 057 26 130 N
09 71 261 45 191 I
10 44 232 18 162 I
11 85 098 12 187 D *
12 76 184 36 104 I
13 76 002 38 081 N
14 26 163 26 163 I
15 60 172 32 241 I
16 75 000 46 286 I
17 80 122 47 201 I
18 54 242 49 210 N ?
19 35 132 26 177 I
20 54 323 31 259 I
21 71 340 57 283 I
22 80 012 59 299 I
23 65 100 39 168 I
24 85 110 36 196 D

9218

01 44 287 44 287 I
02 65 291 56 245 I
03 48 294 42 259 I

04 60 295 56 325 I
05 10 060 03 139 N
06 35 243 34 231 I
07 42 195 42 188 I
08 78 190 66 252 I
09 52 298 31 236 N *
10 40 109 36 140 N *
11 37 110 35 130 I
12 65 205 40 272 D
13 46 309 41 342 I
14 47 310 29 008 I
15 40 152 40 158 I
16 86 330 46 056 N ?
17 59 205 59 213 I

9219

01 86 228 52 313 D
02 89 246 80 330 D
03 84 355 52 273 D
04 82 274 60 346 D
05 80 065 78 096 D
06 82 052 72 116 D
07 82 065 22 338 S
08 88 065 40 153 S
09 83 045 20 132 S
10 85 060 26 148 S

9220

01 41 226 35 262 I
02 25 203 25 208 I
03 85 346 59 068 I
04 30 340 29 323 I
05 38 200 37 215 I
06 86 264 72 342 I
07 48 341 39 298 I
08 54 330 43 017 I

9221

01 76 313 67 260 I
02 62 312 53 266 I
03 80 147 76 192 I
04 20 259 10 192 I
05 20 230 18 258 I
06 58 329 56 307 I
07 32 292 08 215 I
08 18 153 17 132 N
09 15 100 12 060 N
10 52 280 46 245 I
11 76 310 40 232 I
12 60 342 58 319 I
13 21 212 21 214 N
14 65 330 62 303 I
15 72 325 71 309 I
16 14 215 14 225 N *
17 64 322 64 322 I
18 51 219 29 156 N
19 70 254 52 192 I
20 74 205 73 187 N

9222

01 57 224 45 174 I
02 60 202 52 160 I
03 75 187 45 261 I
04 34 135 09 059 N
05 58 251 57 264 I
06 75 181 44 106 I
07 58 202 13 117 D
08 50 234 37 182 I
09 65 210 56 164 I
10 65 102 64 109 D ?

9223

01 65 215 44 152 I
02 74 212 43 137 I
03 76 170 29 088 D
04 70 154 19 071 D
05 71 215 67 180 I
06 66 299 49 358 I ?
07 89 147 57 059 S
08 80 330 80 330 I
09 85 145 24 057 S

9224

01 27 230 19 285 I
02 85 246 45 331 I
03 11 266 07 316 I
04 39 251 24 311 I
05 34 070 34 070 N ?
06 44 125 25 186 S
07 65 108 55 156 S ?
08 20 015 11 315 N ?
09 26 322 26 323 I
10 58 267 52 304 I
11 61 288 44 346 I
12 84 110 48 027 S ?
13 70 145 70 145 I
14 80 048 72 351 N ?
15 35 128 34 146 I
16 55 277 48 316 I

9225

01 60 355 55 028 I
02 58 026 58 035 I
03 80 310 63 020 I
04 73 315 52 022 I
05 49 199 47 219 I
06 62 295 20 016 I
07 89 260 62 348 I *
08 58 235 57 253 I
09 75 163 38 085 N *
10 40 338 29 026 I
11 55 305 50 337 I
12 48 192 44 164 I
13 40 180 40 180 I
14 51 328 51 337 I
15 52 326 22 038 I
16 47 324 25 028 I
17 52 305 30 008 I
18 70 302 51 005 I
19 59 354 49 040 N
20 54 184 39 130 I
21 76 144 40 066 I
22 55 310 28 018 I
23 71 152 16 068 I
24 32 337 15 042 I
25 74 184 47 112 I
26 82 315 51 035 I
27 80 195 75 153 N *

9226

01 34 062 05 337 N
02 66 048 44 344 N
03 48 018 26 314 N
04 36 044 35 056 N *
05 67 070 63 036 N *
06 52 074 40 024 I
07 79 092 24 007 I
08 57 247 47 294 I
09 85 116 64 036 I
10 73 200 45 272 I
11 59 109 51 067 I

12 82 210 34 295 I
13 17 177 17 177 I
14 65 166 65 171 I
15 61 035 61 025 I

9227

01 45 070 36 027 I
02 55 177 40 231 I
03 35 088 31 119 I
04 57 359 24 286 I
05 78 326 71 274 I
06 62 335 44 034 I
07 88 329 40 241 N
08 61 070 41 008 I
09 50 077 50 074 I
10 44 064 43 048 I
11 40 072 40 066 I
12 49 055 48 073 I
13 66 161 54 214 N
14 20 230 12 292 I
15 42 176 41 192 I

9228

01 68 079 47 015 I
02 78 310 70 004 I *
03 57 085 54 058 I
04 60 066 53 026 I
05 85 125 45 040 D
06 65 115 38 183 I
07 45 010 24 306 N ?
08 77 005 05 276 S ?
09 73 057 64 006 I
10 89 315 33 044 S *
11 68 160 68 160 I
12 75 014 65 319 I *
13 75 273 38 351 I
14 70 148 52 210 I ? *
15 15 092 11 136 I
16 25 090 21 122 I
17 30 340 29 355 N
18 77 088 66 030 I
19 65 057 65 045 I
20 51 005 22 294 I
21 75 090 50 019 I
22 38 225 37 243 I
23 30 108 20 164 I
24 85 090 10 177 I
25 31 115 31 115 I
26 73 185 48 252 I

9229

01 47 260 46 277 N
02 60 004 41 304 I
03 80 090 59 163 I
04 68 078 51 138 I
05 77 216 48 141 I *
06 89 073 75 159 I
07 89 226 45 315 I ?
08 68 064 23 344 I
09 80 030 79 057 I
10 89 197 78 112 D
11 58 060 38 000 I
12 61 075 31 004 I
13 44 277 28 220 N ?
14 65 340 63 005 N ?
15 75 060 75 060 I
16 62 067 30 139 I
17 89 335 54 246 I
18 75 081 34 001 I

9230	08 78 185 24 101 D	23 27 002 11 069 I	06 58 065 37 127 S ?
01 88 166 60 253 I	09 61 358 26 072 I	24 33 280 33 280 I	07 22 075 19 110 I
02 84 130 28 043 I	10 42 240 30 190 I	25 45 255 32 203 I	08 58 010 21 292 S
03 74 116 29 035 I	11 66 092 48 153 N ?*		09 82 335 69 044 N
04 54 310 40 003 I ?	12 78 172 49 096 I	9238	10 78 065 24 149 S
05 75 348 43 064 I ?	13 89 268 74 181 I	01 62 320 62 331 I	11 80 040 09 312 S
06 81 282 51 001 I ?	14 66 252 44 316 I	02 52 300 52 290 I *	12 72 279 01 189 S
07 81 129 18 042 I	15 70 010 66 035 I	03 84 296 66 012 I	13 83 280 30 006 D
08 84 184 81 134 I		04 31 032 09 315 N	14 85 270 05 000 S
09 42 142 41 153 N	9235	05 58 310 09 225 D	15 80 287 07 016 D
	01 53 145 44 101 I	06 89 210 15 300 S *	
9231	02 61 080 61 090 I	07 55 300 50 332 N	9241
01 56 017 42 069 I	03 72 100 33 022 S	08 89 215 15 305 D	01 89 213 40 302 I
02 62 347 27 273 I ?	04 65 100 28 024 S	09 89 215 31 304 D	02 53 295 52 282 I
03 81 084 39 167 I ?	05 60 075 42 016 S	10 65 185 53 134 N	03 68 160 57 211 I ?
04 75 275 34 195 N ?	06 61 150 08 064 S	11 85 060 25 333 D	04 20 286 12 225 I
05 57 024 17 103 I	07 45 090 37 045 I	12 05 165 05 145 N ?*	05 80 020 79 353 N
06 45 015 21 083 I	08 60 252 26 325 D	13 35 184 26 230 I	06 45 231 44 217 N
07 85 082 32 169 I	09 36 080 05 166 D	14 75 061 44 136 S	07 60 242 52 199 N
08 35 064 22 119 I	10 89 090 55 001 D	15 46 290 41 321 I *	08 84 203 61 124 N
09 63 193 56 233 I	11 89 125 50 036 D	16 84 040 51 317 D	09 75 250 71 289 N
	12 82 105 51 025 D	17 84 317 41 232 D ?	10 87 035 16 124 D
9232	13 63 285 61 260 D	18 67 295 66 310 I	11 82 127 12 039 D
01 56 146 29 078 I	14 38 292 38 290 D	19 42 295 40 316 N	12 63 140 18 059 D
02 75 232 68 184 I	15 48 290 44 265 D	20 82 300 67 011 N *	13 47 236 47 236 N
03 59 200 18 121 I	16 40 245 30 295 D	21 08 135 06 095 N *	14 78 003 71 055 I *
04 71 246 71 258 I		22 06 235 04 285 I *	15 17 353 16 330 N *
05 26 188 21 150 I	9236	23 84 296 66 012 I	16 36 238 36 228 N ?
06 73 195 64 144 I	01 76 170 06 081 D	24 73 297 56 000 I	
07 64 002 31 075 I	02 13 156 08 097 D	25 31 032 09 315 N	9242
08 52 354 50 017 I	03 74 102 43 027 I *	26 68 355 11 270 D	01 57 017 42 320 I
09 64 344 58 024 I	04 72 084 27 003 D *	27 61 305 42 245 D	02 75 015 26 290 D
10 45 342 14 058 I	05 40 160 14 085 D	28 70 202 28 123 D	03 19 020 18 355 I
	06 45 330 45 345 I	29 26 210 07 286 S *	04 40 039 24 341 I
9233	07 15 116 15 125 I	30 40 187 25 131 S *	05 26 034 05 115 D
01 66 242 64 265 N	08 76 060 34 340 D	31 40 305 10 023 D	06 55 046 12 325 I
02 85 048 52 324 I	09 89 230 10 140 D	32 88 145 40 233 D	07 52 295 49 267 I ?
03 61 046 28 333 I	10 85 044 30 131 D	33 89 190 68 102 D *	08 24 096 16 041 N
04 44 178 42 200 I ?	11 54 355 37 052 I	34 70 325 54 268 I	09 76 040 48 114 I ?
05 71 115 24 034 I	12 83 315 69 028 I	35 75 315 49 243 I	10 45 076 16 000 I
06 33 027 19 086 I	13 88 332 15 061 S	36 86 090 22 178 S	11 12 050 11 025 I *
07 79 132 09 220 S	14 68 065 49 002 I ?	37 70 305 68 278 D	12 54 150 52 132 N
08 57 340 54 314 I	15 62 227 60 206 I	38 59 305 10 029 D	13 60 070 21 353 D
09 40 020 36 051 I	16 20 083 09 155 I	39 59 335 12 058 S	14 38 070 38 070 N *
10 73 255 52 188 I	17 35 113 34 130 I	40 76 345 73 309 I	15 38 070 08 152 D
11 77 325 61 260 I ?	18 55 130 45 175 I		16 64 104 62 088 N
12 85 112 83 083 I		9239	
13 46 049 31 104 I	9237	01 50 039 37 348 S	9243
14 66 108 45 171 I	01 42 125 14 050 I	02 44 195 08 276 D	01 72 035 23 312 S
15 84 265 59 185 I	02 35 105 20 165 I	03 73 040 27 319 S ?	02 51 108 45 140 I
16 55 028 26 098 I	03 53 097 52 105 I	04 50 050 39 097 I ?	03 65 045 07 132 S ?
17 62 013 45 071 I	04 53 097 49 125 I	05 41 295 38 321 N ?	04 28 050 23 090 I
18 62 077 48 130 I	05 42 099 40 117 I	06 89 035 80 311 S	05 55 065 04 338 D
19 25 045 02 130 I	06 40 100 37 124 I	07 38 020 34 351 I	06 82 034 20 307 S
20 68 085 68 085 I	07 35 134 10 058 I	08 30 306 25 344 I	07 88 028 81 089 S
21 82 085 59 166 I	08 76 159 31 240 D	09 37 127 07 210 D	08 38 116 38 116 I
22 86 082 66 163 I	09 58 215 47 262 N	10 60 145 09 230 D	
23 66 058 48 118 I	10 20 130 02 045 D	11 41 103 41 110 I ?	9244
24 68 160 61 203 I	11 58 350 19 068 S	12 44 252 18 324 I	01 17 005 04 280 I
25 78 105 78 105 I	12 16 265 15 245 N	13 84 218 55 303 I	02 21 358 19 330 I
26 76 051 37 332 I	13 58 291 03 203 D	14 40 320 07 045 I	03 17 295 17 305 I ?
	14 55 320 08 044 S *	15 28 138 28 138 I	04 89 039 65 127 N ?
9234	15 42 000 21 065 I	16 65 040 36 110 S	
01 80 245 52 322 N	16 16 310 03 230 I *		9245
02 56 102 56 111 I	17 33 055 30 080 I	9240	01 15 292 15 284 I
03 75 020 69 066 N ?*	18 05 172 01 094 I	01 65 030 55 342 I	02 22 323 07 245 I
04 89 005 12 095 D	19 40 230 33 191 N	02 74 230 60 170 N	03 40 340 19 048 D
05 57 265 57 256 I	20 29 043 27 023 I	03 41 097 37 127 I	04 80 335 34 252 D
06 81 300 66 231 D	21 33 143 29 175 I	04 45 125 45 120 I	05 71 315 46 246 I
07 64 170 18 089 D	22 26 340 04 061 I	05 16 333 15 310 N	06 73 045 40 330 I *

07 39 204 31 250 I
08 78 350 49 274 I
09 34 080 14 371 I
10 83 160 28 246 D
11 56 354 45 307 N *
12 36 320 36 320 I
13 73 144 41 069 S *
14 82 288 59 004 I ?
15 40 315 27 262 I
16 80 285 63 215 I
17 80 285 32 202 I
18 34 042 31 012 I
19 86 186 10 096 D
20 30 090 30 085 I
21 82 210 73 147 N
22 89 242 05 152 S
23 73 275 27 194 D
24 58 123 49 081 N *
25 89 224 85 145 S
26 34 325 19 025 I *

9246

01 15 254 15 265 I
02 80 131 10 219 D
03 87 003 20 092 S
04 89 314 15 224 D
05 80 132 10 220 D
06 72 280 68 246 D

9247

01 34 095 33 115 I
02 65 215 58 256 N
03 65 212 58 171 D
04 60 153 09 238 S
05 49 136 41 176 S
06 70 105 65 145 I
07 17 298 16 275 N
08 67 105 54 160 I
09 58 125 41 183 I

9248

01 66 348 09 262 S ?
02 70 165 24 084 D
03 66 090 52 035 S
04 78 305 71 357 D *
05 66 125 49 066 I
06 70 150 41 078 D
07 55 154 22 080 D
08 40 095 35 060 I
09 50 139 39 091 I
10 43 093 13 168 I
11 71 124 57 067 I
12 80 065 45 145 S

9249

01 79 122 56 049 I
02 75 065 70 021 I
03 84 055 71 343 I
04 84 120 50 037 I
05 72 090 67 049 I
06 54 270 14 349 D *
07 55 310 47 350 I
08 40 315 40 315 I
09 62 210 53 164 I
10 61 325 57 346 I
11 83 098 83 101 S
12 75 070 64 014 N *
13 78 115 62 049 S *
14 44 066 40 038 N
15 72 178 24 096 D

16 59 035 59 035 N
17 77 095 40 016 S
18 69 265 12 180 I *
19 45 326 45 330 I
20 35 306 35 297 I
21 46 114 45 100 N *
22 65 094 52 040 N ?*
23 86 102 84 057 N ?*
24 84 302 35 028 D
25 56 332 30 039 D
26 75 124 43 051 D

9250

01 42 260 23 198 I
02 33 292 31 269 I
03 39 145 08 228 I
04 40 150 16 220 I
05 66 163 44 227 D
06 60 256 39 194 I

9251

01 86 266 58 350 I *
02 88 030 35 119 S ?
03 40 138 38 160 N
04 63 140 47 083 N *
05 70 107 32 184 D
06 55 245 43 197 I
07 65 270 37 201 I
08 50 270 50 260 I
09 24 040 15 340 I
10 80 090 74 141 N *
11 89 334 80 250 S
12 65 135 41 199 N
13 89 076 56 164 S
14 17 170 17 180 N *
15 45 324 41 294 I
16 75 225 51 295 N *
17 46 260 24 196 D
18 48 085 29 146 D *
19 86 312 72 234 N
20 34 319 34 309 I
21 55 322 47 282 I
22 55 105 48 144 I
23 65 015 53 324 I
24 50 345 25 276 I
25 60 310 57 286 I
26 41 348 38 320 I
27 74 124 71 159 N *
28 64 120 64 132 N *
29 46 260 24 196 D

9252

01 76 046 74 016 I ?
02 58 210 47 162 I
03 74 330 45 043 I
04 76 045 49 332 I
05 55 048 54 034 I
06 55 315 50 342 I
07 73 183 39 107 D
08 43 088 43 080 I
09 27 090 27 094 I
10 25 040 21 077 I

9253

01 75 082 10 355 D
02 26 080 26 080 I
03 15 085 14 110 I
04 15 085 12 124 I
05 30 118 15 055 I
06 57 143 11 226 D

07 12 322 11 300 I
08 29 090 28 076 I
09 22 020 22 020 I
10 32 002 32 002 I
11 20 025 17 350 I
12 26 290 04 205 I
13 64 298 10 213 D
14 43 120 38 086 I

9254

01 54 186 17 109 D
02 34 300 34 300 N
03 35 170 02 258 D
04 50 330 05 245 D
05 52 295 06 210 S
06 27 240 22 280 D
07 47 175 42 141 D
08 71 060 70 075 N
09 89 304 58 032 I
10 31 292 31 280 N
11 23 352 23 341 N
12 70 332 32 255 S ?
13 75 277 37 355 S
14 68 345 45 279 S
15 66 150 31 075 D
16 70 190 54 249 D
17 68 298 31 222 N
18 53 290 16 212 I
19 20 278 19 295 N

9255

01 78 225 40 145 D
02 78 219 51 144 I
03 77 160 45 240 I ?
04 83 165 81 129 I
05 27 002 07 080 I

56

01 26 027 18 080 D
02 74 207 25 125 S
03 75 197 64 139 N

9257

01 80 354 60 282 N
02 86 124 18 036 S
03 72 020 24 298 S
04 80 340 08 069 D
05 85 186 30 273 S
06 84 295 80 249 S
07 75 298 10 211 S
08 66 358 27 281 S
09 60 220 32 151 S

9258

01 31 149 31 142 I
02 58 218 20 141 D
03 66 212 20 293 D
04 85 215 10 305 D
05 85 185 54 102 D
06 75 125 55 058 I
07 79 170 53 095 I
08 80 010 12 283 S
09 26 118 12 052 I
10 50 195 49 180 S *
12 75 348 14 074 S
13 46 205 29 263 S
14 45 175 03 262 S
15 80 340 53 057 D *
16 60 340 12 063 D
17 82 175 14 263 S

9259

01 87 034 46 121 I
02 75 030 46 104 N
03 86 186 06 276 D
04 80 006 27 091 D
05 76 129 40 051 D
06 56 038 35 100 S
07 65 122 33 050 D
08 76 228 10 316 S
09 76 228 73 192 N
10 89 180 28 091 S ?*
11 62 140 19 061 D
12 51 350 40 038 I *
13 86 122 27 034 D ?
14 66 016 37 086 D
15 89 007 37 096 D

9260

01 89 142 58 230 N ?
02 89 142 17 052 D ?
03 67 145 19 226 S ?*
04 66 315 66 303 N ?
05 48 350 29 289 I
06 26 330 19 280 I
07 77 160 41 238 D
08 57 160 33 225 D
09 49 287 35 235 N *
10 45 337 43 315 I
11 50 338 45 303 I
12 42 010 36 330 I
13 74 090 47 018 I ?
14 45 000 15 282 D
15 75 095 64 039 I

9261

01 30 140 30 130 N
02 75 225 24 142 S
03 79 293 03 204 D
04 76 255 31 174 S
05 77 291 21 206 S *
06 65 023 31 096 S
07 62 268 60 247 I
08 69 030 54 088 I
09 66 022 51 081 I
10 82 270 35 354 S
11 24 144 24 139 N

9262

01 72 180 69 150 N
02 81 200 54 123 N
03 70 160 62 113 N
04 28 180 28 170 N

9263

01 60 305 09 220 D
02 79 275 34 193 D
03 75 278 72 245 D
04 28 350 27 337 I
05 70 276 37 202 D
06 80 345 73 290 I

9264

01 40 220 39 235 I
02 34 250 34 260 I
03 50 225 08 141 S ?
04 16 240 16 245 I
05 40 170 14 245 I
06 45 230 43 251 I
07 54 314 15 033 D
08 32 220 32 212 I

09 45 233 05 320 I	16 52 270 37 216 I	04 10 130 09 110 I	23 20 120 20 118 I
10 32 220 06 305 I	17 67 249 61 209 I	05 89 100 20 190 D	24 25 125 25 130 I
11 22 218 20 245 I	18 24 278 24 285 I	06 79 287 18 201 D	25 48 105 28 044 D ?
12 40 205 31 155 I	19 37 080 37 058 I	07 70 205 55 267 I ?	26 43 057 45 066 I ?
13 45 260 42 235 I	20 70 120 32 046 D	08 87 087 32 175 D	27 30 160 30 160 I
14 89 062 15 152 D ?	21 48 332 45 305 I	09 89 260 60 175 D	28 40 270 40 275 I
15 68 195 20 114 S	22 20 295 20 282 N *	10 66 265 32 191 D	
16 61 270 10 186 D ?	23 35 339 34 327 I		9278
17 82 210 70 143 I	24 60 002 30 291 I		01 50 260 45 230 I
		9274	02 43 238 42 253 I
9265	9270	01 07 140 06 120 I ?	03 30 273 29 258 I
01 85 190 38 276 D	01 75 284 38 002 S	02 65 270 59 238 I ?	04 38 100 36 120 I
02 72 059 19 335 S	02 70 278 13 001 S	03 60 298 54 262 I ?	05 40 122 38 145 I
03 76 065 27 148 S ?	03 83 040 56 119 I	04 36 290 36 285 I	06 32 282 25 235 I
04 50 040 29 338 N	04 67 335 42 042 I	05 36 267 35 280 I	07 32 282 26 240 I
05 70 010 28 089 D	05 60 148 29 077 D *	06 59 275 58 265 I	08 32 282 30 260 I
06 80 090 36 007 D	06 56 050 55 067 N	07 30 253 30 250 I	09 27 130 22 090 I
07 85 080 38 354 D	07 62 137 11 223 I	08 35 240 34 255 I	10 74 255 64 309 N *
08 25 240 24 260 I	07 62 137 11 223 I	09 12 255 08 205 I	11 39 034 34 070 I
09 22 270 21 250 I	08 55 280 17 200 D	10 56 040 50 076 I	12 75 090 64 034 N
	09 75 075 14 161 S	11 41 345 41 338 I	13 80 260 41 341 D
9266	10 73 290 24 205 D	12 89 060 45 149 I	14 55 290 54 307 I
01 22 205 08 275 D	11 79 065 38 344 S	13 48 320 48 320 I ?	15 73 050 54 345 N
02 72 127 55 189 I	12 82 275 34 000 D *	14 40 045 38 064 I	16 85 020 35 293 D
03 75 122 57 188 I	13 83 305 15 217 D	9275	17 85 105 10 016 D ?
04 61 185 23 262 D	14 51 235 09 320 D	01 89 218 70 131 S	18 15 115 13 145 I
05 87 170 80 243 N	15 57 275 33 340 D	02 62 075 60 055 N ?	19 60 060 01 150 S
	16 64 210 09 296 D	03 44 240 45 222 I	20 20 064 20 065 I
9267	9271	04 84 205 69 131 I	21 26 290 25 270 I
01 80 005 20 279 D	01 68 170 45 236 N	05 58 260 47 213 I	22 31 143 21 087 I
02 57 215 40 272 I	02 82 137 30 222 D	06 75 345 40 062 I	23 44 125 43 110 I
03 73 332 32 253 D	03 89 065 36 154 S	07 60 170 45 116 N ?	24 15 215 14 195 I
04 70 355 35 280 D	04 67 040 27 323 S	08 37 070 36 052 I	25 25 042 24 020 I
05 76 020 39 302 D	05 84 151 10 062 S	09 53 015 41 064 I	26 10 278 09 250 I
06 67 003 09 277 D	06 40 250 39 245 I		27 85 235 06 146 S
07 82 260 62 185 N	07 45 240 21 310 I	9276	28 30 062 30 074 I
08 47 063 04 336 D	08 77 235 70 185 I	01 65 190 13 106 D	29 85 320 04 050 D
09 52 000 49 333 I	09 45 210 41 240 I	02 60 160 26 086 D	30 80 059 07 330 D
10 08 047 04 345 N	10 25 220 25 230 I	03 53 192 02 104 D	31 18 255 17 230 I
11 50 335 37 280 D	11 67 030 36 102 D	04 60 205 04 293 D	
12 26 220 25 205 N	12 80 015 43 095 D	05 72 183 19 099 D	9301
13 76 300 28 218 S ?	13 30 245 22 290 I	06 60 295 17 015 S	01 66 205 48 144 N
14 55 050 16 128 I	14 75 055 62 115 N	07 72 184 21 101 D	02 72 220 28 140 S
15 56 025 42 330 I	15 85 030 39 116 D	08 22 005 21 021 I	03 48 235 18 162 S *
16 77 347 21 072 D	16 62 295 57 330 I ?	09 39 010 38 023 I	04 66 205 38 135 S
17 71 165 17 252 D	17 60 175 56 145 I	10 35 270 34 289 I	05 64 072 37 140 I ?
	18 60 180 42 239 I		06 87 016 35 104 I
9268	19 25 205 08 130 I	9277	07 49 322 32 019 I
01 62 007 38 073 S	20 40 200 33 240 I	01 11 053 05 125 I	08 59 090 57 068 I
02 72 114 40 040 S ?	21 48 185 45 155 I ?	02 68 125 45 059 I ?	09 84 340 35 066 I
03 58 030 44 083 I	22 45 165 45 175 I	03 28 200 28 205 I ?	10 63 075 59 045 I
04 64 185 35 255 D	23 76 127 10 215 I ?	04 16 070 12 114 I	11 69 085 60 037 I
05 70 010 33 294 S ?	24 40 148 36 180 I	05 83 255 45 338 S	12 36 108 34 084 I
	25 82 188 40 271 I ?	06 13 359 05 285 S	13 38 102 36 082 I
9269	9272	07 43 061 29 008 S ?	14 50 330 31 029 I
01 15 270 15 285 I	01 60 063 50 020 I	08 26 154 24 130 I	15 57 230 49 188 I ?
02 35 285 35 275 I	02 30 097 28 120 I	09 62 015 43 078 I	16 79 315 57 027 I
03 44 075 37 114 I ?	03 72 112 13 198 D	10 51 223 45 258 I	17 34 045 32 072 I
04 61 291 58 262 I	04 30 142 28 165 I	11 45 284 45 298 I	18 60 017 26 091 I ?
05 63 276 57 237 I	05 75 102 38 024 I	12 60 105 34 038 D ?	19 19 072 19 082 I
06 14 335 04 255 I	06 82 010 15 282 S ?	13 60 105 07 191 D ?	20 59 079 59 081 I
07 57 290 51 252 I	07 85 149 14 060 D	14 51 147 38 198 I *	21 70 070 68 095 I
08 61 295 59 275 I	08 15 110 15 095 I	15 47 005 45 340 N ?	22 41 045 33 090 I
09 52 298 46 261 I	09 80 350 34 267 S ?	16 06 250 02 169 D	23 41 077 41 070 I
10 30 285 27 313 I		17 52 327 27 034 I *	24 59 075 58 090 I
11 47 292 47 301 I	9273	18 52 235 48 266 I	25 35 345 21 044 I
12 74 260 45 333 I ?	01 60 000 52 317 N ?	19 79 165 70 107 I	26 76 075 76 075 I
13 82 212 76 155 S	02 84 142 21 230 D	20 45 165 44 145 I	27 52 100 48 069 I
14 72 222 55 160 S	03 65 090 60 126 I ?	21 56 132 35 195 D	28 36 060 29 106 I
15 50 295 42 253 I		22 12 075 07 135 I	29 55 096 55 096 I

30 64 146 50 091 N ?
 31 40 045 26 100 S
 32 39 082 39 078 N *
 33 82 091 81 123 I

9302
 01 48 260 46 260 I ?
 02 59 155 58 174 I
 03 40 150 40 150 I
 04 56 123 41 069 I
 05 75 030 16 115 D
 06 40 160 29 112 D
 07 61 157 56 122 I
 08 42 157 42 157 I
 09 30 174 29 185 I
 10 59 140 42 083 I

9303
 01 70 345 62 032 I
 02 48 353 05 078 S
 03 65 006 65 018 I
 04 25 280 12 217 I
 05 28 242 20 190 I
 06 52 202 50 224 N ?
 07 28 345 28 336 I
 08 51 349 26 282 I
 09 58 015 57 030 I
 10 52 006 50 347 I
 11 52 010 50 032 I
 12 19 258 02 174 I
 13 16 253 11 202 I
 14 44 005 42 345 I
 15 56 350 56 352 I
 16 75 336 72 010 I
 17 23 315 20 350 N
 18 20 332 20 340 N
 19 55 344 55 337 N *
 20 52 005 51 349 I
 21 06 060 03 350 I *
 22 39 003 39 000 I
 23 42 335 42 330 I
 24 55 002 55 353 I
 25 60 332 57 306 I
 26 25 245 17 190 I

9304
 01 36 136 35 116 I
 02 21 112 21 106 I
 03 15 132 14 115 I
 04 22 100 21 115 I
 05 15 122 15 116 I
 06 18 105 18 116 I
 07 20 121 20 108 I
 08 42 032 42 032 I
 09 32 135 28 100 I
 10 75 100 48 027 I
 11 54 170 35 230 I ?
 12 08 113 08 112 I

9305
 01 60 216 42 274 N
 02 54 046 54 038 N
 03 65 225 56 271 N
 04 80 233 58 307 N
 05 66 225 66 213 N
 06 69 076 57 130 N
 07 71 213 70 234 N
 08 84 224 40 309 N
 09 51 230 48 254 N
 10 72 208 48 277 N

9306
 01 52 084 08 168 D
 02 71 083 15 168 D
 03 56 092 34 156 S
 04 64 085 37 154 S
 05 70 157 38 230 D
 06 43 115 21 049 I
 07 57 105 33 170 N
 08 80 155 41 236 I
 09 64 102 25 179 D
 10 82 200 81 232 I
 11 82 210 78 161 I
 12 85 210 72 136 I
 13 84 149 78 199 I
 14 88 155 71 239 I
 15 85 246 77 178 I
 16 89 154 88 217 I

9307
 01 80 102 67 168 N ?
 02 84 251 84 233 N ?
 03 57 335 03 063 D
 04 43 006 04 280 S
 05 71 006 02 095 S
 06 67 009 14 091 S
 07 61 012 13 095 S
 08 57 063 08 148 S

9308
 01 85 080 81 025 I
 02 86 255 79 323 I
 03 84 261 80 314 I
 04 81 082 77 037 I
 05 89 082 83 360 I
 06 85 252 68 329 I
 07 81 084 68 017 I
 08 53 247 21 320 I
 09 49 254 39 300 I
 10 79 085 76 045 I
 11 84 088 70 015 I
 12 22 095 16 147 I
 13 67 194 25 115 D
 14 83 162 17 074 D
 15 70 281 33 357 I
 16 76 244 06 333 S

9401
 01 82 265 49 185 S
 02 84 260 10 172 S
 03 87 250 10 161 S
 04 65 305 52 358 I
 05 64 105 54 061 N
 06 89 260 12 171 S
 07 52 350 01 079 S
 08 77 280 15 194 S
 09 82 260 19 174 S

9402
 01 84 315 58 033 I
 02 54 320 37 266 I
 03 58 057 37 120 N
 04 19 001 17 335 N
 05 40 271 28 325 I *
 06 40 320 38 340 I
 07 52 091 41 138 I
 08 89 091 51 180 I
 09 44 020 17 091 I
 10 68 091 56 145 I
 11 42 300 36 264 N
 12 72 160 24 242 I

13 55 215 01 126 D
 9403
 01 72 018 54 082 N ?
 02 48 091 27 154 I
 03 84 040 05 311 D
 04 55 271 34 333 I
 05 35 285 35 285 I
 06 78 215 77 221 N
 07 86 206 52 122 D

9404
 01 70 292 65 328 N
 02 86 115 86 115 I
 03 55 125 45 077 I
 04 79 105 76 066 N
 05 89 135 04 045 S
 06 72 105 67 064 N
 07 60 140 49 091 I
 08 80 215 30 131 D
 09 65 254 07 341 D
 10 65 200 27 123 N *
 11 87 194 12 105 D
 12 67 310 27 027 N *
 13 85 194 28 107 I
 14 86 040 09 131 D
 15 82 001 11 088 N
 16 45 215 15 142 D
 17 84 350 17 078 S
 18 78 235 23 152 D
 19 89 020 10 109 D
 20 59 030 26 102 D
 21 66 260 53 314 N

9405
 01 71 271 70 264 I
 02 76 271 75 290 I
 03 78 271 75 310 I
 04 55 255 34 318 I
 05 48 265 36 211 I
 06 20 115 14 160 I
 07 25 142 25 130 I
 08 25 092 25 092 I
 09 83 351 20 078 D
 10 77 195 22 110 S
 11 85 160 23 072 D
 12 89 035 35 125 S

9406
 01 60 080 52 123 I
 02 68 085 62 127 I
 03 68 020 37 093 I
 04 45 015 21 082 I

9407
 01 75 035 57 103 I *
 02 30 348 21 037 I
 03 37 011 24 066 I
 04 89 050 62 140 I
 05 71 175 40 102 I
 06 20 252 16 215 I
 07 66 240 42 175 I
 08 71 242 66 204 I
 09 55 158 40 104 I
 10 89 058 85 148 I
 11 71 032 62 085 N
 12 52 032 44 072 N
 13 63 037 54 085 N
 14 56 047 62 129 I *
 15 84 189 58 109 I

16 71 235 58 178 I
 17 77 165 62 099 I

Nombre total de
 mesures: 1926

Nombre de plans
 striés traités par
 la méthode des
 Dièdres Droits: 1920

Nombre de failles
 incompatibles: 254

Nombre de failles
 incompatibles
 identifiées: 183

dont

49% normales (89)
 25% inverses (45)
 14% dextres (26)
 12% senestres (23)

-TABLE 1-

N° SITE	LOCALISATION	PROVINCE	Latitude Sud (°)	Longitude Ouest (°)	LITHO	N	MAX	Incomp	N°	MAX	Incomp	λ1	λ2	λ3	Valeurs propres			R	
												Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	ε λ1	ε λ2	ε λ3	(λ2-λ3)/(λ1-λ3)
NOA9101	EL PORTEZUELO	CATAMARCA	28°29'	65°37'	B	11	11	0	11	11	0	57	67	162	6	0.3122	0.0325	-0.3447	0.57
NOA9102	LA MERCED	CATAMARCA	28°07'	65°38'	B	21	18	3	20	18	2	123	76	27	2	0.2127	0.012	-0.2247	0.54
NOA9103	PIRQUITAS	CATAMARCA	28°16'	65°44'	B	58	43	15	43	43	0	348	73	156	17	0.206	0.0123	-0.2182	0.54
NOA9104	EL RODEO	CATAMARCA	28°14'	65°51'	B	33	30	3	30	30	0	329	43	161	46	0.03013	-0.03	-0.2623	0.79
NOA9105	LOS ANGELES	CATAMARCA	28°35'	65°57'	B	18	17	1	17	17	0	144	83	321	7	0.2799	-0.0096	-0.2703	0.47
NOA9106	MAZAN SUR	LA RIOJA	28°53'	66°37'	B	35	26	9	26	26	0	281	65	165	12	0.2176	0.0567	-0.2042	0.74
NOA9107	LA CEBILA	CATAMARCA	28°44'	66°21'	B	14	12	2	14	12	2	69	4	161	23	0.158	0.0985	-0.2565	0.86
NOA9108	POMANMUTQUIN	CATAMARCA	28°23'	66°13'	B	14	13	1	14	13	1	142	48	314	42	0.2326	0.047	-0.2795	0.64
NOA9109	LA CHILCA	CATAMARCA	27°39'	66°11'	B	55	41	14	41	41	0	45	51	191	34	0.1086	0.0486	-0.1572	0.77
NOA9110	VILLA VIL	CATAMARCA	27°36'	66°16'	B	11	11	0	11	11	0	86	28	348	15	0.3552	-0.0949	-0.2604	0.27
NOA9111	CAPILLITAS	CATAMARCA	27°28'	66°28'	B	53	37	16	38	37	1	107	47	211	12	0.1329	0.0753	-0.2082	0.83
NOA9112	STA MARIA-LORO HUASI	CATAMARCA	26°46'	66°02'	Tc	12	10	2	10	10	0	156	51	316	38	0.1965	-0.0344	-0.1621	0.36
NOA9113	STA MARIA-RIO AMAICHA	CATAMARCA	26°39'	65°51'	B	7	6	1	6	6	0	117	21	216	23	0.2177	-0.0035	-0.2142	0.49
NOA9114	PUNTA SUR QUILMES	CATAMARCA	27°03'	66°13'	B	4	4	0	4	4	0	30	12	155	70	0.2136	-0.0277	-0.1859	0.40
NOA9115	LAS CUEVAS-EL ARENAL	CATAMARCA	27°03'	66°34'	B	11	9	2	9	9	0	35	16	288	47	0.1946	0.0087	-0.2033	0.53
NOA9116	NACIMIENTOS ARRIBA	CATAMARCA	27°03'	66°39'	Tc	42	32	10	35	32	3	147	47	345	42	0.1086	0.0646	-0.1731	0.84
NOA9117	NACIMIENTOS ABAJO	CATAMARCA	27°10'	66°49'	Tc	26	20	6	20	20	0	247	50	61	40	0.1185	0.0926	-0.2111	0.92
NOA9118	HUALFIN- EL EJJE	CATAMARCA	27°16'	66°53'	Tc	21	20	1	21	20	1	167	46	351	44	0.1979	0.0992	-0.2971	0.80
NOA9119	QUESTA RANDOLFO	CATAMARCA	26°55'	66°44'	B	15	14	1	14	14	0	342	65	232	9	0.2393	0.0258	-0.2652	0.58
NOA9120	QUEBRADA DE BELÉN	CATAMARCA	27°36'	67°04'	B	28	20	8	21	20	1	223	41	56	48	0.12	0.0793	-0.1993	0.87
NOA9121	CERRO NEGRO	CATAMARCA	28°15'	67°10'	B	14	11	3	14	11	3	119	64	12	9	0.172	0.0125	-0.1845	0.55
NOA9122	PUNTA SUR VINQUIS	CATAMARCA	28°17'	67°22'	B	9	9	0	9	9	0	227	46	123	13	0.2603	-0.0851	-0.1752	0.21
NOA9123	LAS HIGUERITAS	CATAMARCA	28°07'	67°42'	Tc	5	4	1	5	4	1	80	53	344	5	0.1431	-0.0212	-0.1219	0.38
NOA9124	RIO COLORADO	LA RIOJA	28°14'	67°42'	Tc	19	16	3	18	16	2	230	79	2	7	0.2438	-0.0267	-0.217	0.41
NOA9125	PUNA - 3 CRUCES	JUJUY	23°	65°37'	B	11	11	0	11	11	0	123	75	1	8	0.2789	0.0624	-0.3414	0.65
NOA9201	CHANGO REAL	CATAMARCA	26°48'	66°31'	Ql	37	31	6	32	31	1	248	70	35	17	0.3016	-0.0638	-0.2377	0.32
NOA9202	MESADAS-PUCARÁ	CATAMARCA	27°27'	66°	B	6	6	0	6	6	0	207	4	330	82	0.2208	-0.0197	-0.2011	0.43
NOA9203	CONDOR HUASHI-PUCARÁ	CATAMARCA	27°35'	65°59'	Tc	22	17	5	17	17	0	308	82	42	1	0.1987	-0.0129	-0.1858	0.45
NOA9204	URQUIZO	CATAMARCA	27°34'	66°31'	B	9	9	0	9	9	0	281	10	62	77	0.1663	0.0803	-0.2467	0.79
NOA9205	QUESTA DE BELÉN	CATAMARCA	27°47'	67°47'	B	16	15	1	16	15	1	115	60	316	28	0.2549	0.0725	-0.3274	0.69
NOA9206	PIEDRAS LARGAS	CATAMARCA	27°36'	67°11'	Ql	15	14	1	14	14	0	87	70	207	10	0.1303	0.1009	-0.2312	0.92
NOA9207	LAS ESTENOSIAS	CATAMARCA	27°33'	67°02'	Tc	7	7	0	7	7	0	77	10	335	48	0.1	0.0307	-0.1307	0.70
NOA9208	SAN FERNANDO	CATAMARCA	27°20'	66°54'	Tc	8	8	0	8	8	0	275	59	177	5	0.2055	-0.038	-0.1676	0.35
NOA9209	BOLSON-ANGOSTURA	CATAMARCA	27°02'	66°45'	Tv	21	18	3	18	18	0	59	58	232	31	0.247	-0.0755	-0.1715	0.23
NOA9210	BOLSON-YERBA BUENA	CATAMARCA	26°57'	66°44'	Ta	22	20	2	22	20	2	110	61	214	8	0.2876	-0.0029	-0.2847	0.49
NOA9211	BOLSON-QUESTA INDALICIO	CATAMARCA	27°05'	66°48'	Tv	9	8	1	9	8	1	183	43	304	29	0.2211	-0.0133	-0.2078	0.45
NOA9212	PCO-EL EJJE	CATAMARCA	27°16'	66°53'	Ta	10	9	1	10	9	1	151	82	311	8	0.2109	-0.0981	-0.1128	0.05
NOA9213	CERRO VILLA VIL	CATAMARCA	27°08'	66°50'	Ta	3													
NOA9214	LA CEBILA	CATAMARCA	28°49'	66°24'	B	19	15	4	15	15	0	281	87	136	2	0.1839	0.0107	-0.1946	0.54
NOA9215	MAZAN-LA TERESITA	LA RIOJA	28°38'	66°32'	B+Ta	16	14	2	16	14	2	206	88	330	1	0.1945	-0.0352	-0.1593	0.35
NOA9216	MAZAN-QUEBRADA	LA RIOJA	28°39'	66°33'	B	17	16	1	17	16	1	4	69	150	18	0.3106	-0.1116	-0.1991	0.17
NOA9217	PUNTA VELASCO ESTE	LA RIOJA	28°20'	67°02'	Ta	24	19	5	23	19	4	71	72	244	18	0.0821	0.0675	-0.1497	0.94
NOA9218	PUNTA VELASCO	LA RIOJA	28°20'	66°58'	B	17	15	2	15	15	0	37	84	220	6	0.3166	-0.0914	-0.2252	0.25
NOA9219	PUCARÁ INDIGENA-VELASCO	LA RIOJA	28°29'	67°7.5'	B	10	10	0	10	10	0	205	25	322	44	0.1832	-0.0576	-0.1255	0.22
NOA9220	CERRO LA PUNTA-RUTA40	LA RIOJA	28°30'	67°16'	B	8	8	0	8	8	0	177	83	274	1	0.1425	-0.0866	-0.2559	0.28
NOA9221	DIQUE EL PUMA	LA RIOJA	28°37.5'	67°35.5'	B	20	17	3	19	17	2	189	58	23	32	0.2333	-0.0774	-0.1579	0.20
NOA9222	STO DOMINGO-CAMPANAS	LA RIOJA	28°33.5'	67°40'	Tc	10	10	0	10	10	0	83	59	289	28	0.273	0.0058	-0.2788	0.52
NOA9223	CADENA PAMÁN NORTE	LA RIOJA	28°47'	67°25'	B	9	9	0	9	9	0	81	51	245	38	0.3143	-0.0681	-0.2462	0.32
NOA9224	PUERTA CAPAYÁN	LA RIOJA	29°01'	67°28'	B	16	15	1	16	15	1	27	66	220	24	0.2098	0.0416	-0.2514	0.64
NOA9225	CHILECITO-STA FLORENTINA-a	LA RIOJA	29°08'	67°34'	B	27	24	3	24	24	0	74	65	255	26	0.3528	-0.0434	-0.3093	0.40
NOA9226	CHILECITO-STA FLORENTINA-b	LA RIOJA	29°08'	67°34'	Tc	15	13	2	13	13	0	342	61	161	29	0.1913	0.0533	-0.2446	0.68
NOA9227	RODEO-QUESTA EL TALA	CATAMARCA	28°21'	65°53'	B	15	13	2	15	13	2	259	85	139	3	0.3063	-0.0718	-0.2345	0.30

NOA9228	RODEO-MAIN THRUST	28°14'	65°51'	B	26	22	4	22	22	0	253	77	343	0	74	13	0.223	-0.0361	-0.1869	0.37
NOA9229	Sa GRACIANA-PUNTA SUR	28°29'	65°40'	B	18	14	4	17	14	3	268	56	174	3	82	34	0.1661	-0.0184	-0.1476	0.41
NOA9230	GRUTA VIRGEN DEL VALLE	28°24'	65°47'	B	9	9	0	9	9	0	357	46	129	33	237	26	0.1936	-0.0341	-0.1595	0.36
NOA9231	BARRIO AMERICA	28°27'	65°45'	B	9	8	1	9	8	1	193	73	15	17	285	1	0.2087	-0.0349	-0.1738	0.36
NOA9232	LOS ANGELES PUESTO NIETO	28°25'	65°57'	B	10	10	0	10	10	0	88	62	285	27	192	7	0.3961	-0.1228	-0.2733	0.22
NOA9233	RODEO-PIEDRAS BLANCAS	28°03'	65°56'	B	26	25	1	26	25	1	230	74	135	1	45	16	0.2402	-0.0666	-0.1737	0.26
NOA9234	FARALLON NEGRO-Ca TOBOGAN	27°17'	66°40'	Tv	15	13	2	13	13	0	86	73	212	10	304	14	0.2245	-0.0455	-0.179	0.33
NOA9235	SUR HUAFIN-ESTE	27°14'	66°50'	Tc	16	12	4	16	12	4	255	73	165	0	75	17	0.0967	-0.0271	-0.0695	0.26
NOA9236	SUR VELASCO	27°14'	67°05'	B	18	16	2	16	16	0	100	65	255	23	349	10	0.2674	-0.0254	-0.2419	0.43
NOA9237	SUR FAMA TINA	30°12'	67°15'	B	25	21	4	23	21	2	90	71	180	0	271	19	0.2257	-0.0173	-0.2084	0.44
NOA9238	LA TROYA-VINCHINA	28°45'	68°15'	Tc	40	30	10	30	30	0	177	51	66	16	324	35	0.2159	-0.0248	-0.1911	0.41
NOA9239	SIERRA DE MAZ SUR	29°28'	68°28'	PEFM	16	14	2	16	14	2	30	51	165	30	269	23	0.1996	0.0215	-0.221	0.58
NOA9240	CUESTA MIRANDA-COL	29°21'	67°46'	PEFM	15	13	2	15	13	2	186	34	6	56	96	0	0.1524	0.0364	-0.1889	0.66
NOA9241	RIO MIRANDA	29°21'	67°42'	B	16	13	3	14	13	1	21	6	287	36	119	54	0.1369	-0.0009	-0.136	0.50
NOA9242	RIO MIRANDA-CONTACT	29°21'	67°43'	PEFM	16	14	2	14	14	0	283	40	93	49	189	5	0.2116	-0.0289	-0.1727	0.37
NOA9243	PUERTA CAPAYAN-OESTE	28°59'	67°30'	B	8	8	0	8	8	0	165	57	359	32	265	7	0.1979	0.0753	-0.2732	0.74
NOA9244	LA AGUDITA-RUITA40	28°26'	67°38'	B	4	4	0	4	4	0	315	59	56	6	149	30	0.3369	0.0454	-0.3823	0.59
NOA9245	TERMAS LA AGUADITA	28°01'	67°39.3'	Tc	26	21	5	21	21	0	192	57	10	33	101	1	0.2114	0.0037	-0.2151	0.51
NOA9246	FIAMCHASCHUIL-LORO HUASI	27°41'	67°47'	Ta	6	6	0	6	6	0	168	18	3	71	259	5	0.3008	0.0624	-0.3632	0.64
NOA9247	FIAMCHASCHUIL-ANGOSTURAS	27°42'	67°56'	PEFM	9	9	0	9	9	0	245	66	69	24	338	2	0.2211	0.0094	-0.2305	0.53
NOA9248	FIAMCHASCHUIL-GRANITE	27°42'	67°57'	ORDO	12	11	1	11	11	0	19	54	203	36	112	2	0.2394	0.0487	-0.2881	0.64
NOA9249	LONDRES-RUINAS EL SINCHAL	27°42'	67°12'	B	26	19	7	19	19	0	282	71	26	5	118	19	0.1747	0.0283	-0.203	0.61
NOA9250	HUALFIN-EL EJ	27°15.5'	66°52.5'	Tc	6	6	0	6	6	0	187	64	299	11	34	24	0.2718	-0.0157	-0.2561	0.46
NOA9251	BOLSON-COTAGUA	27°02'	66°49'	B	29	21	8	21	21	0	226	80	349	5	80	8	0.2102	-0.0475	-0.1627	0.31
NOA9252	RIO LAS CONCHAS-EL PASO	26°01.5'	65°49.5'	ORDO	10	10	0	10	10	0	117	75	276	9	7	3	0.3453	-0.102	-0.2433	0.24
NOA9253	RIO LAS CONCHAS-VENTANAS	26°01'	65°48'	Tc	14	14	0	14	14	0	39	75	162	8	254	12	0.2593	-0.0042	-0.2551	0.49
NOA9254	QUILMES OESTE-PUCARA	26°29.5'	66°01.5'	B	19	16	3	19	16	3	73	25	171	16	231	60	0.2054	-0.02	-0.1854	0.42
NOA9255	QUILMES OESTE-CAFAVATE	26°05.5'	65°58.5'	B	5	5	0	5	5	0	64	54	298	23	196	26	0.2993	0.1179	-0.4172	0.75
NOA9256	CUESTA TAF-LOS ZAZOS	26°38'	65°50'	Ta	3															
NOA9257	CUESTA TAF-LOS CARDONES	26°43'	65°48'	Ta	9	9	0	9	9	0	333	27	68	10	177	61	0.1809	-0.0061	-0.1748	0.47
NOA9258	CUESTA TAF-LOS CARDONES	26°43'	65°48'	B	16	13	3	14	13	1	337	70	102	12	195	16	0.1243	0.0036	-0.1279	0.52
NOA9259	CUESTA TAF-EL INFIERNILLO	26°45'	65°46'	B	15	13	2	13	13	0	14	21	242	61	112	19	0.2222	0.0202	-0.2424	0.57
NOA9260	CUESTA DEL INDI	27°0	65°39'	B	15	13	2	13	13	0	111	17	13	26	231	59	0.2018	0.0316	-0.2335	0.61
NOA9261	LA HOYADA	26°32'	66°22'	B	11	9	2	10	9	1	168	17	311	69	75	12	0.1811	0.0252	-0.2063	0.60
NOA9262	LA HOYADA	26°32'	66°35'	Ta	4	4	0	4	4	0	164	15	259	18	36	66	0.3875	-0.0147	-0.3728	0.47
NOA9263	STA MARIA-LOS COLORADOS	26°41'	65°54'	Ta	6	6	0	6	6	0	147	58	351	30	254	11	0.3122	-0.0469	-0.2662	0.38
NOA9264	QUILMES OESTE-FTE QUEMADO	26°38'	66°03'	B	17	17	0	17	17	0	296	68	154	18	60	13	0.2476	0.0461	-0.2937	0.63
NOA9265	RIO BLANCO-NORTE LAS CUEVAS	26°51'	66°30'	Tc+Ta	9	9	0	9	9	0	204	37	337	42	93	26	0.1821	0.0265	-0.2086	0.60
NOA9266	SIERRA ZAPATA OESTE	27°54'	67°24'	Tc	5	5	0	5	5	0	234	11	110	72	327	15	0.2149	0.0333	-0.2482	0.61
NOA9267	STA CRUZ LA FLORIDA	27°58'	67°33'	B	17	15	2	17	15	2	228	38	42	52	136	3	0.2171	0.0126	-0.2297	0.54
NOA9268	LA PUNTILLA	27°59'	67°39'	B	5	5	0	5	5	0	135	39	42	4	307	51	0.2449	-0.0869	-0.1579	0.18
NOA9269	BATUNGASTA	27°53'	67°41'	Ta	24	23	1	23	23	0	204	80	9	9	100	2	0.3274	0.001	-0.3284	0.50
NOA9270	VELASCO ESTE-DIQUE PINCHAS	28°25'	66°59'	B	16	14	2	14	14	0	157	49	61	5	327	41	0.1127	0.0356	-0.1483	0.70
NOA9271	VELASCO ESTE-2km SUR DIQUE	28°26'	66°59'	B	25	20	5	22	20	2	348	80	87	2	177	10	0.2277	-0.0141	-0.2136	0.45
NOA9272	RIO LAS PENAS-AGUA BLANCA	29°10'	67°03'	B	9	9	0	9	9	0	12	77	156	10	247	7	0.168	0.1018	-0.2698	0.85
NOA9273	DIQUE LOS SAUCES	29°15'	66°57'	B	10	10	0	10	10	0	144	27	8	54	245	21	0.2454	0.0819	-0.3273	0.71
NOA9274	LAGO LOS SAUCES	29°15'	66°57'	B	14	14	0	14	14	0	180	78	358	12	88	0	0.3926	-0.0833	-0.3093	0.32
NOA9275	CUESTA SANAGASTA	29°17'	67°02'	B	9	8	1	9	8	1	132	52	315	38	224	2	0.2168	0.0042	-0.221	0.51
NOA9276	CUESTA MIRANDA	29°22'	67°47'	PEFM	10	10	0	10	10	0	57	47	239	44	148	1	0.3615	0.0058	-0.3673	0.51
NOA9277	GUANDACOL	29°32'	68°26'	Tc	28	26	2	26	26	0	121	72	1	9	269	15	0.2459	-0.0018	-0.2441	0.49
NOA9278	HUACO	30°08'	68°31'	PEFM	31	26	5	30	26	4	176	76	360	14	270	1	0.2591	-0.0247	-0.2344	0.42
NOA9301	RIO LAS CONCHAS-PENA TESTA	28°43'	65°42'	Tv	33	29	4	31	29	2	177	78	338	11	69	4	0.2693	0.0033	-0.2727	0.51
NOA9302	ANGASTO	25°41'	66°09'	Ta	10	10	0	10	10	0	21	82	233	7	143	4	0.3864	-0.0401	-0.3463	0.42
NOA9303	NACIMIENTOS ARRIBA	27°08'	67°39.3'	Tc	26	24	2	24	24	0	178	71	274	2	5	19	0.3286	-0.0231	-0.3056	0.45

-TABLE 1-

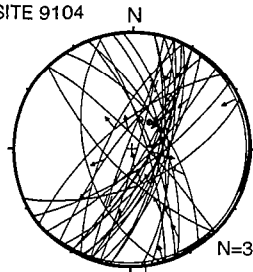
NOA9304	SUR HUALFIN-OESTE (BACK)	CATAMARCA	27°13.1'	65°55.1'	Tc	12	12	0	12	12	0	109	70	17	1	287	20	0.3982	-0.0893	-0.3089	0.31
NOA9305	SUR HUALFIN-SUR (EXTRADOS)	CATAMARCA	27°14'	66°52'	Tc	10	10	0	10	10	0	245	12	150	22	1	65	0.3869	0.0025	-0.3894	0.50
NOA9306	EL RODEO-PRECORDILLERA	SAN JUAN	30°13'	69°01'	PAL	16	14	2	16	14	2	353	49	103	17	207	37	0.2302	0.0176	-0.2478	0.56
NOA9307	HUACO	SAN JUAN	30°15'	68°25'	Tc	8	8	0	8	8	0	152	26	360	61	248	12	0.2803	-0.0668	-0.2135	0.30
NOA9308	MOGNA-CANON COLOFRADO	SAN JUAN	30°45'	68°25'	Tc	16	16	0	16	16	0	344	73	204	13	112	11	0.1561	0.0535	-0.2096	0.72
NOA9401	ESTE LA QUIACA	JUJUY	22°10'	65°43'	Qt	9	8	1	9	8	1	225	1	338	88	135	2	0.2863	-0.0291	-0.2572	0.42
NOA9402	El Altarcito-Lineamiento el Toro	Salta	24°28'	65°54'	Qt	13	12	1	12	12	0	188	73	74	7	343	15	0.099	0.0476	-0.1466	0.79
NOA9403	Termas de Reyes	Jujuy	24°	65°28'	Ordo	7	7	0	7	7	0	50	10	269	77	141	8	0.1473	0.1061	-0.2535	0.90
NOA9404	Rio Casa Grande	Jujuy	23°15'	65°30'	K	21	18	3	19	18	1	80	7	315	78	172	10	0.2113	-0.005	-0.2063	0.48
NOA9405	Ruta Mina Aguilar	Jujuy	23°	65°37'	Tc	12	12	0	12	12	0	131	72	13	9	280	16	0.2429	0.0779	-0.3207	0.71
NOA9406	Abra Morela	Jujuy	22°31'	65°53'	K/1c	4	4	0	4	4	0	181	68	336	20	69	8	0.3381	-0.004	-0.3541	0.49
NOA9407	Comunidad Tojo	Bolivia	21°50'	65°21'	K	17	15	2	15	15	0	44	57	273	23	173	22	0.1868	-0.0339	-0.1529	0.35
						1926	1666	254	1737	1666	71										

Résultats graphiques.

Stérogamme des plans striés. Projection de Schmidt sur l'hémisphère inférieur

N° du site de mesure

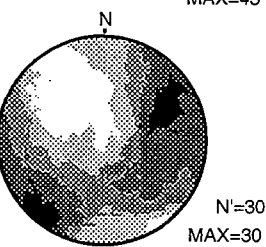
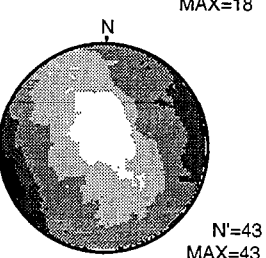
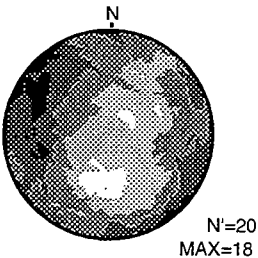
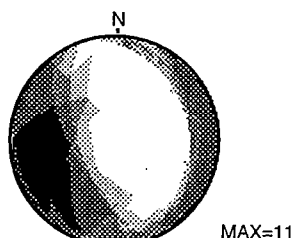
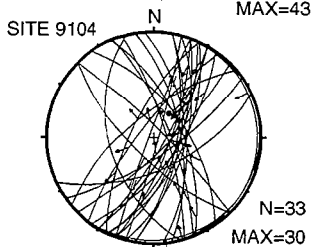
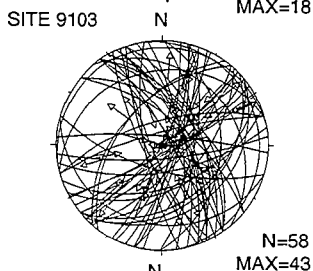
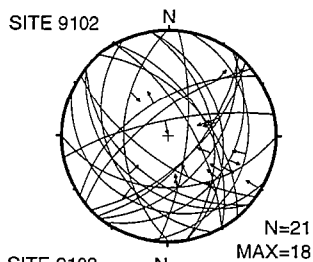
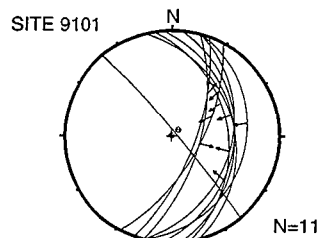
SITE 9104



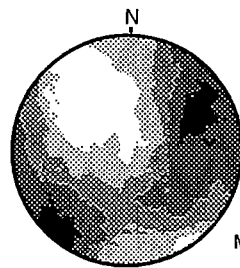
N=33 Nombre de mesures
MAX=30 Paramètre Max en
prennant en compte N failles

Strie mesurée

Projection du plan
de faille

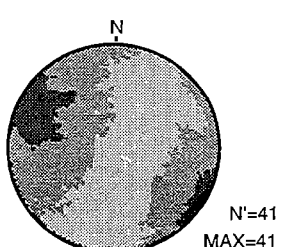
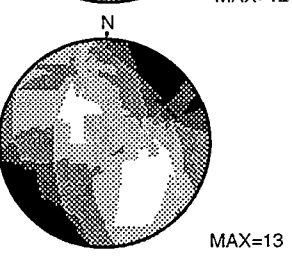
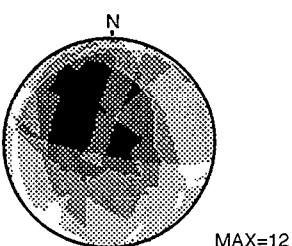
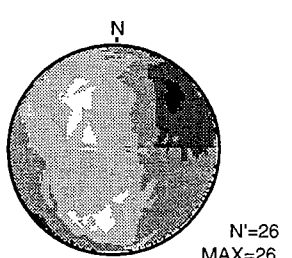
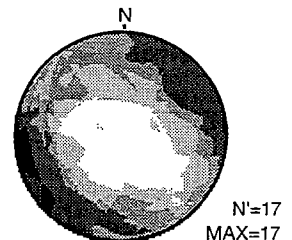
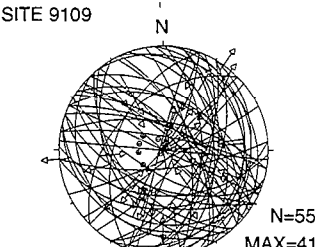
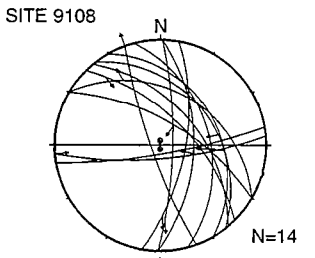
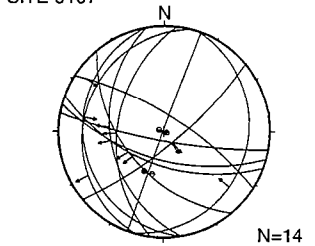
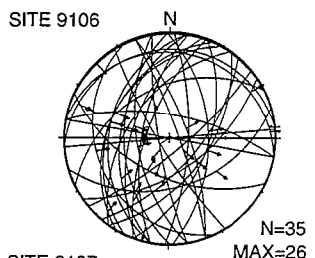
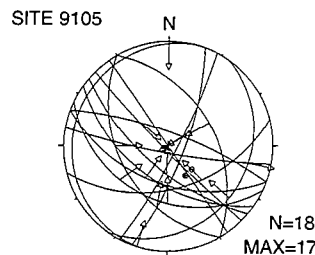


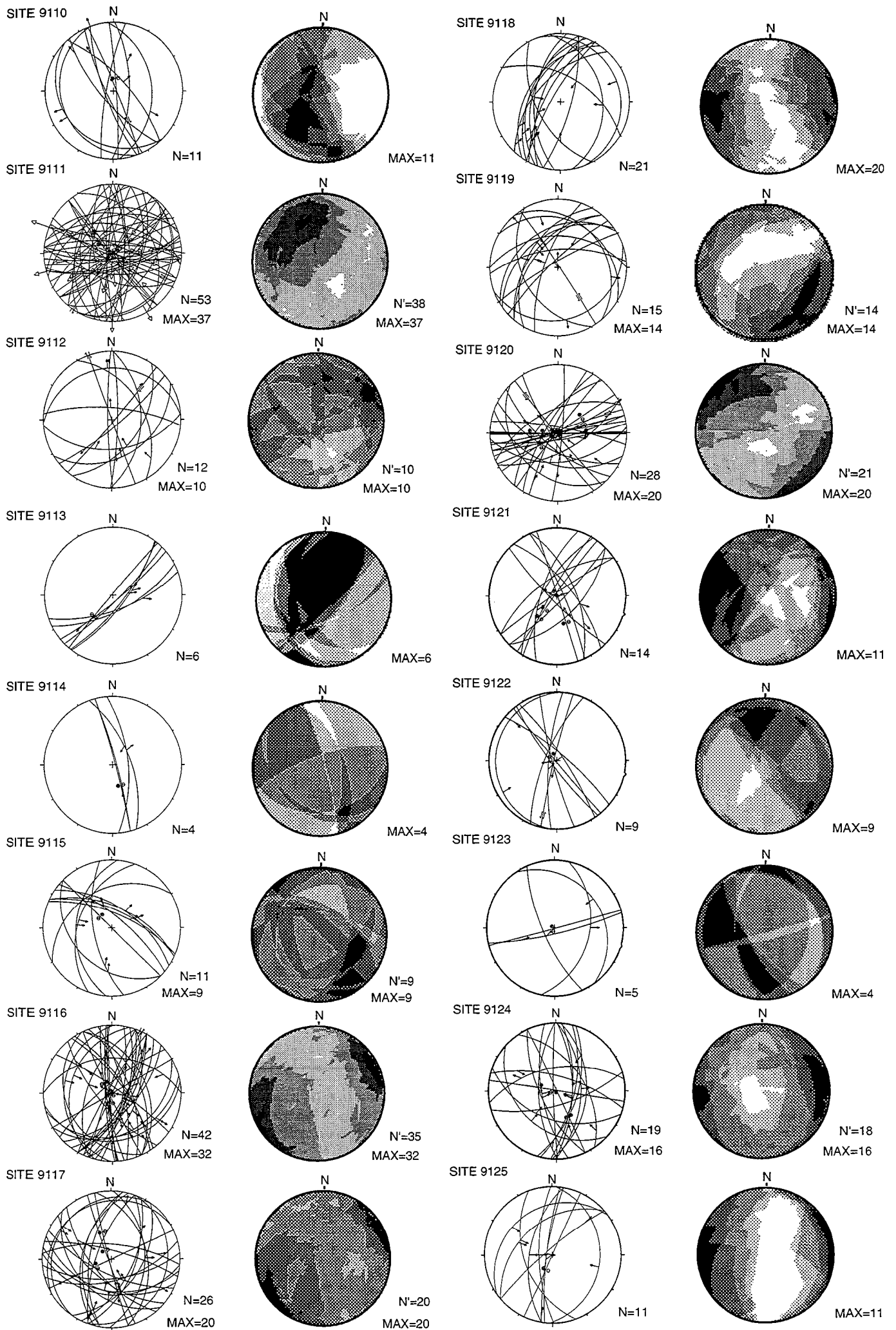
Résultat par la méthode des Dièdres Droits. Moyenne des diagrammes en compression et en extension.

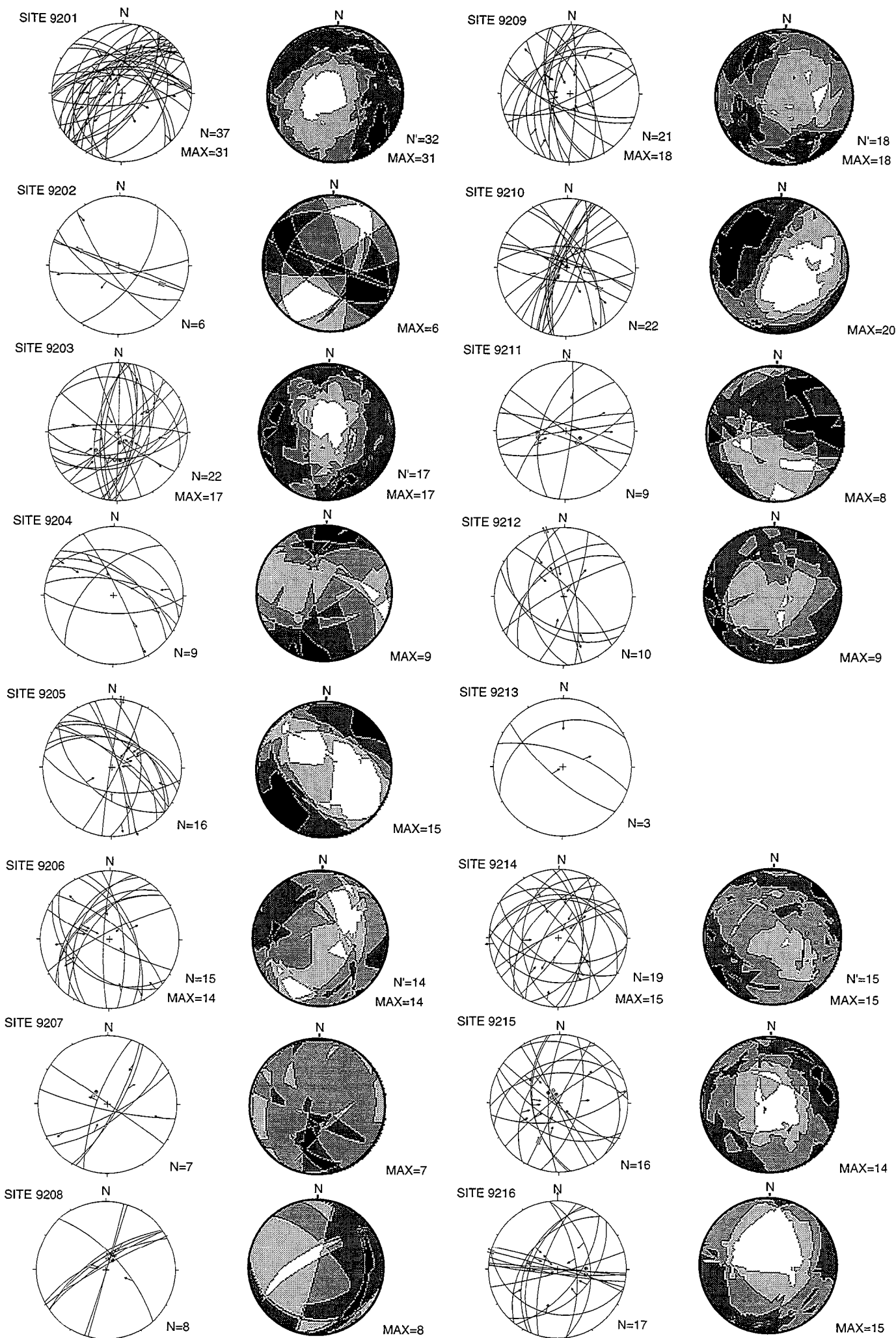


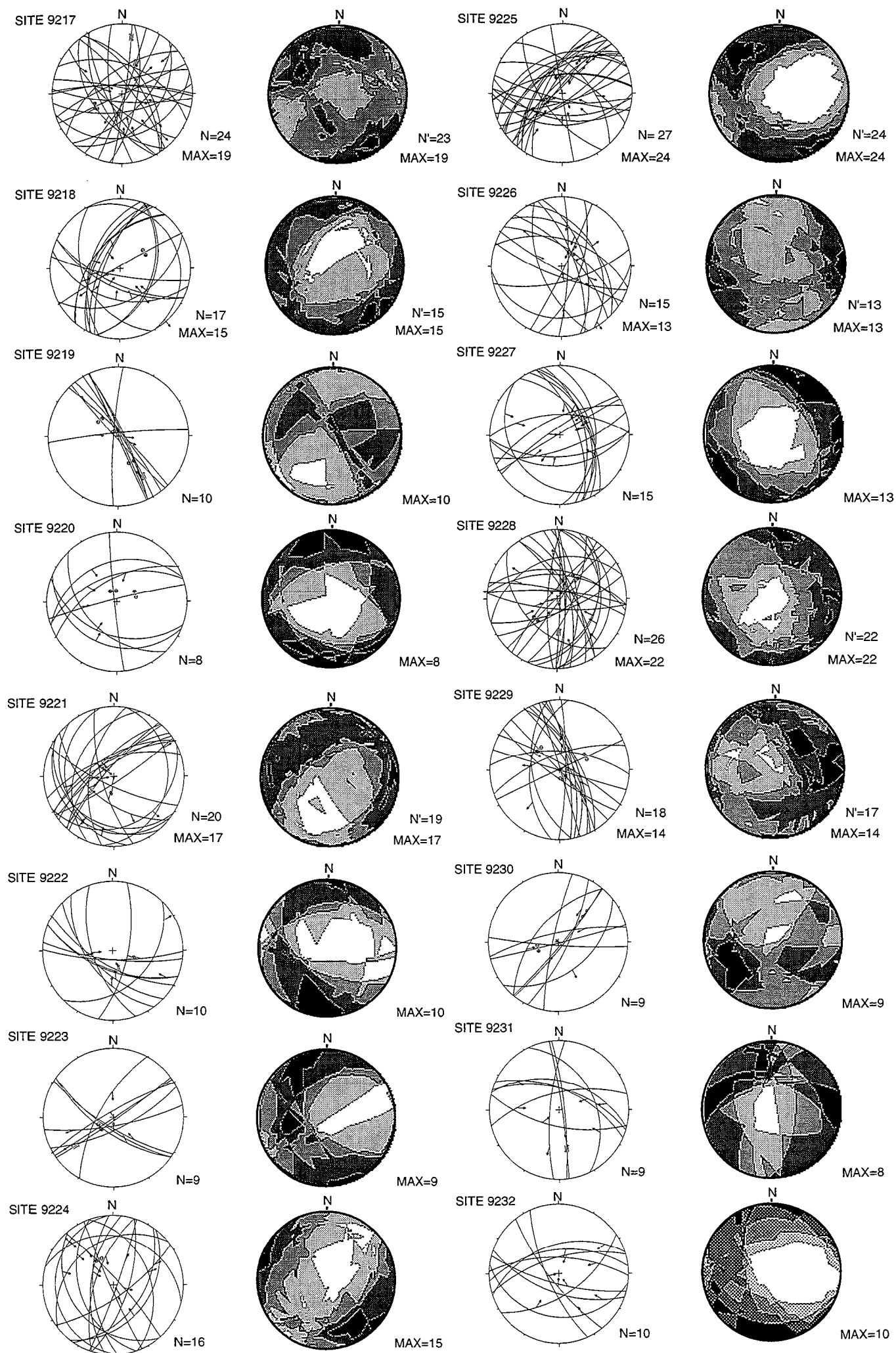
N=30 Population sans les failles
incompatibles identifiées
MAX=30 Paramètre Max en
considérant N' failles

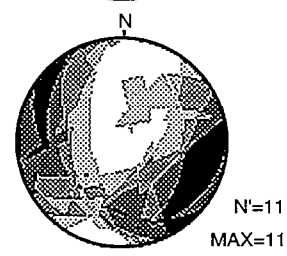
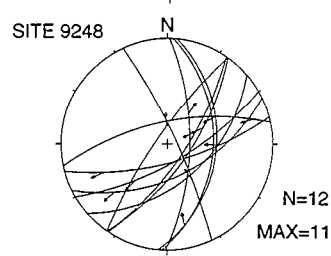
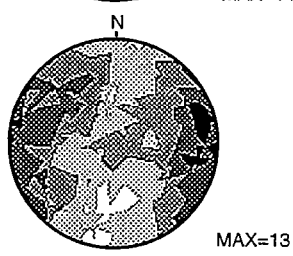
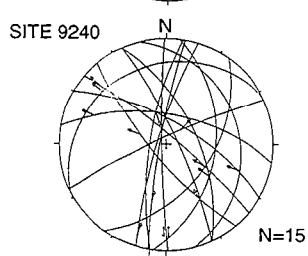
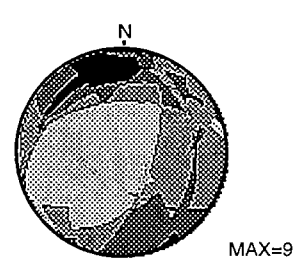
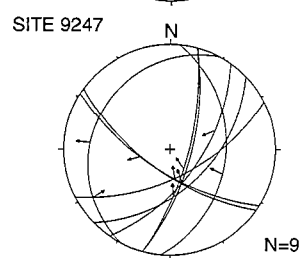
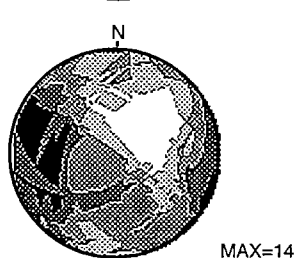
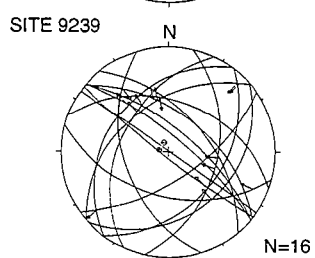
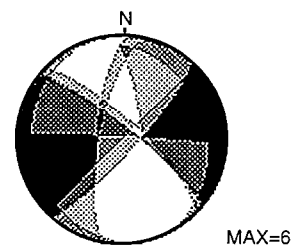
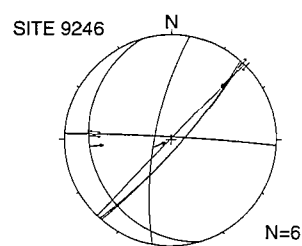
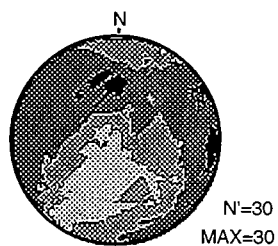
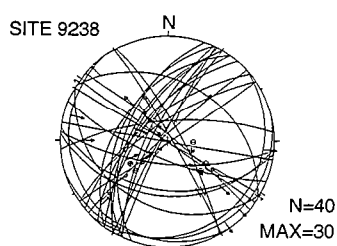
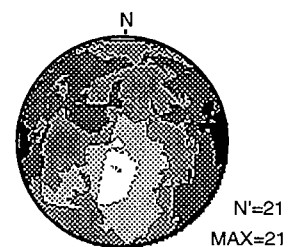
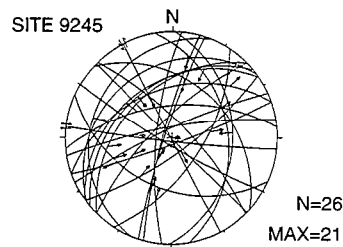
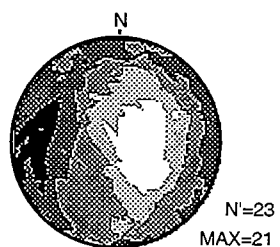
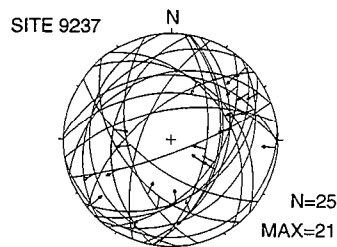
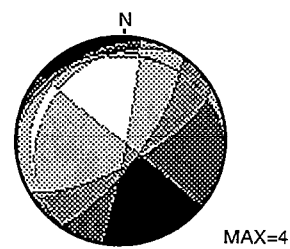
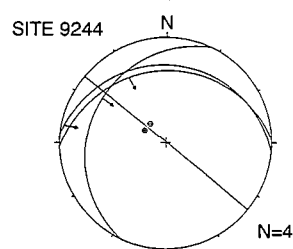
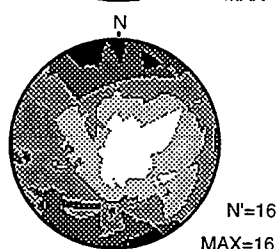
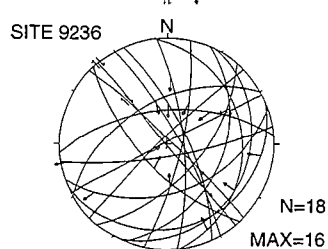
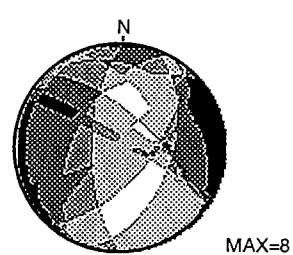
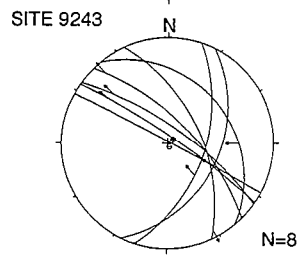
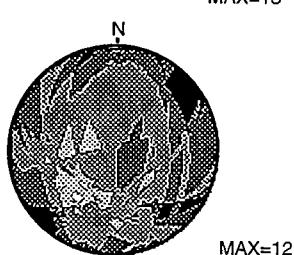
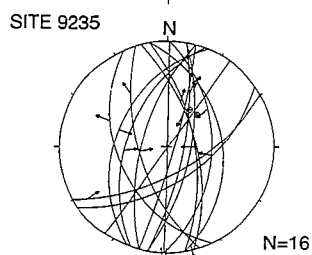
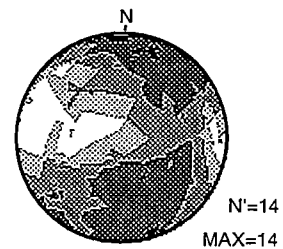
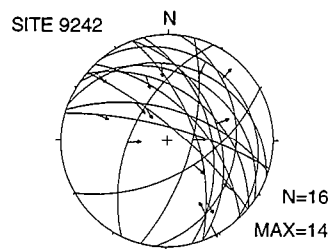
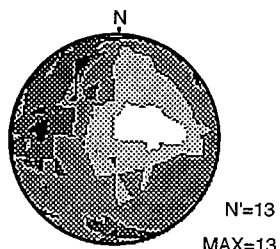
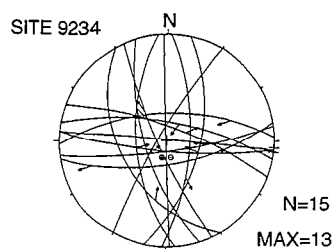
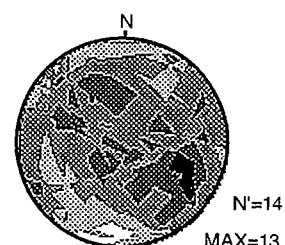
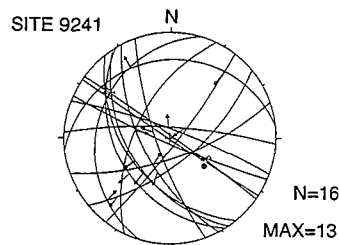
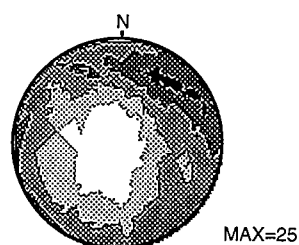
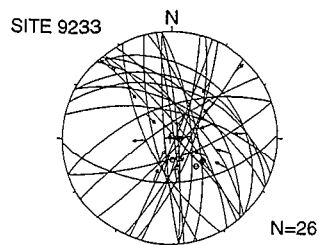
- Domaine en compression pour [0 -20 %] des failles
- Domaine en compression pour [20 -40 %] des failles
- Domaine en compression pour [40 -60 %] des failles
- Domaine en compression pour [60 -80 %] des failles
- Domaine en compression pour [80 -100 %] des failles

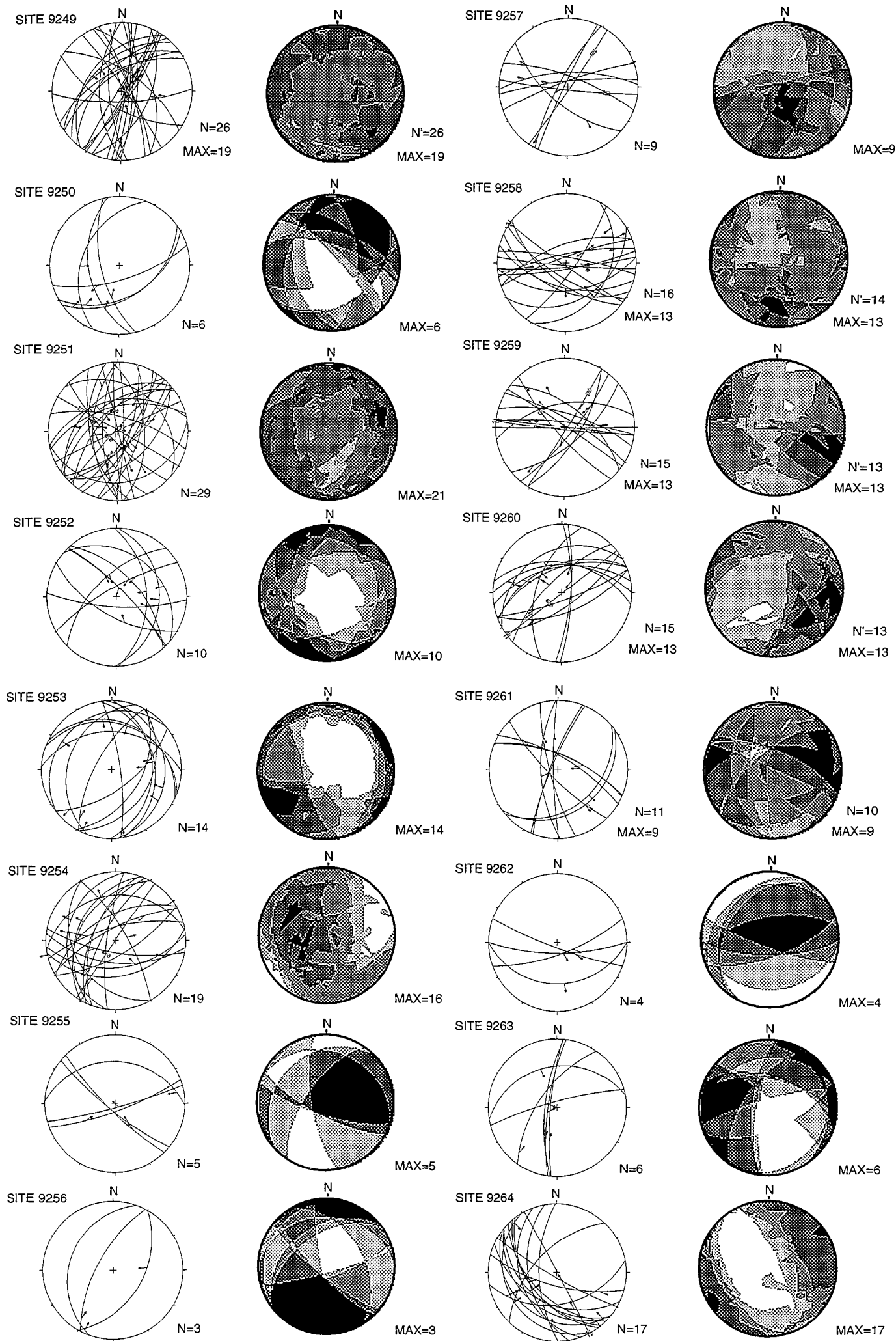


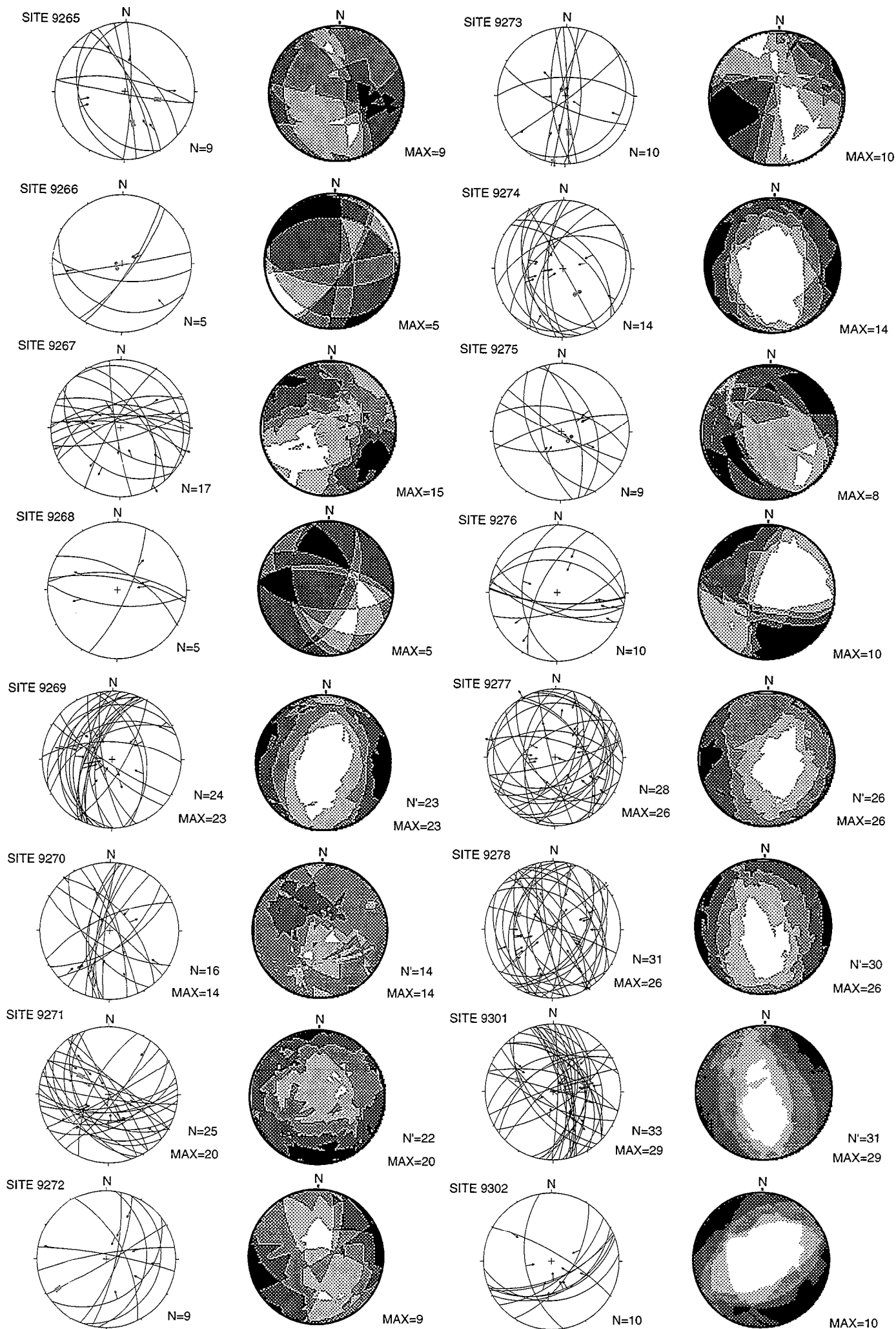


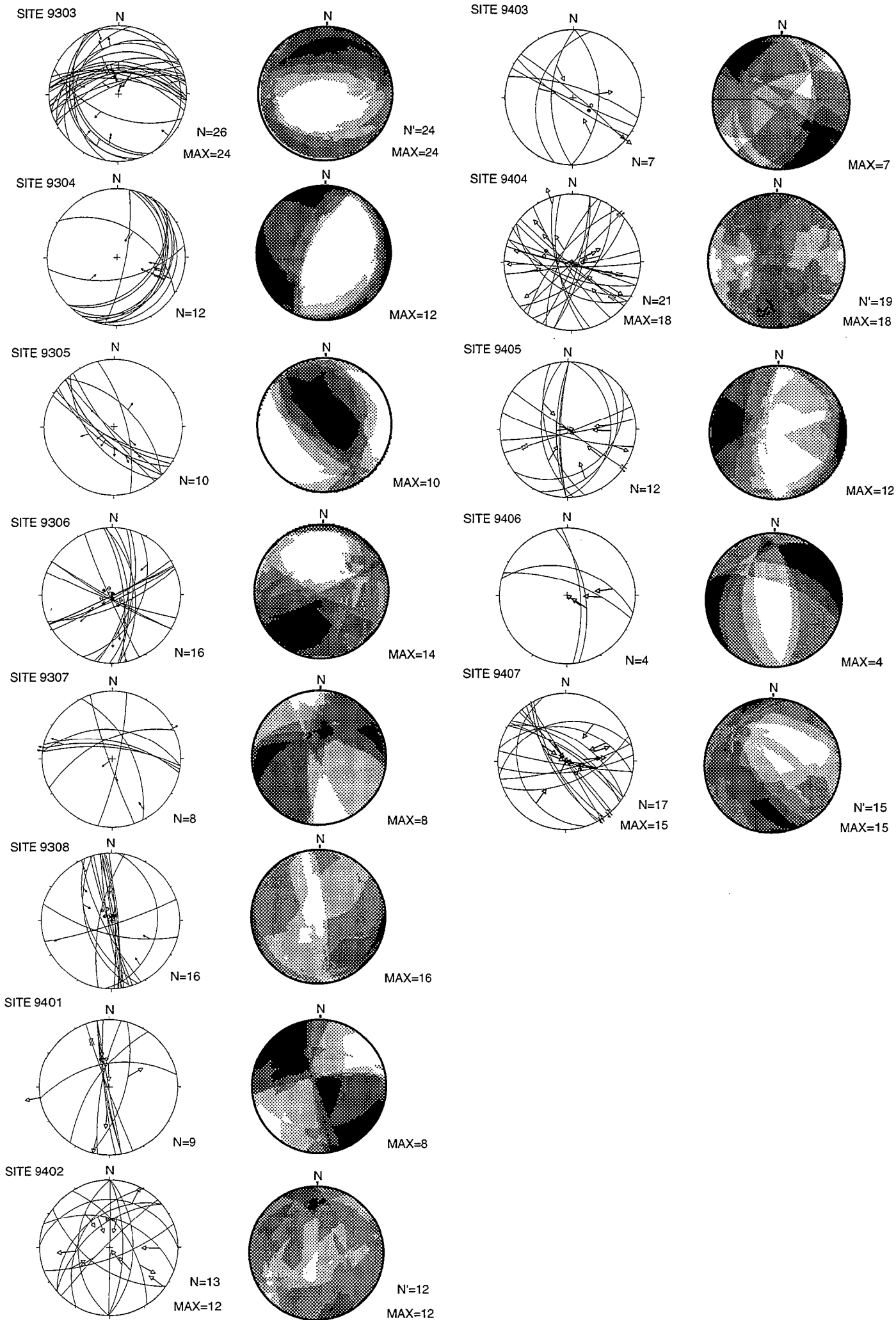












Références bibliographiques

- Aceñolaza, F.G. & Toselli, A.J., 1976.** Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino., II Congreso Latinoamericano de Geología, Memoria, v. 2: 755-764
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., Durand, F.R. & Taddei, R.D., 1982.** Geología y estructura de la región norte de Andalgalá, Provincia de Catamarca. *Acta Geol. Lilloana*, 19: 121-139.
- Allenby, R.J., 1987.** Origin of the Bolivian Orocline: a geological study utilizing Landsat and Shuttle Imaging Radar. *Tectonophysics*, 142: 137-154.
- Allmendinger, R.W., 1984.** Estructuras transversales de la zona de transición entre 26° y 27° S, Provincias de Tucumán y Catamarca, Argentina: Resultados preliminares., Noveno Congreso Geológico Argentino, S.C. Bariloche. *Actas II*: 31-47
- Allmendinger, R.W., 1986.** Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. & Isacks, B.L., 1990.** Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.
- Allmendinger, R.W., Gubbels, T., Isacks, B.L. and Cladouhos, T., 1993.** Late variations in Late Cenozoic deformation, Central Andes, 20-28°S [extended abstract]. Second International Symposium of Andean Geodynamics. *Colloques et Séminaires. ORSTOM, Paris*, pp. 155-158.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Palma, M. & Ramos, V.A., 1982.** Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S). Argentina., Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. *Actas I*: 499-518
- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Eremchuk, J.E. & Alonso, R.N., 1987.** Deformación neotectónica de la Puna Austral., Decimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. *Actas I*: 235-238
- Allmendinger R.W., Marrett R.A. and Grier M.E., 1987.** Extension, rotation, and strike-slip deformation in the Neogene-Quaternary Andes, 23°-33°S latitude. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.* 20, A9.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. & Isacks, B.L., 1983.** Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, VOL. 2, No. 1: 1-16
- Allmendinger, R.W., M. Strecker, J.E. Eremchuk, and P. Francis, 1989.** Neotectonic deformation of the southern Puna plateau, NW Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 2, 111-130.
- Angelier, J. & Mecheler, P., 1977.** Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 19: 1309-1318.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. & Manoussis, S., 1982.** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69: 607-621.
- Arason, P., and S. Levi, 1990.** Models of inclination shallowing during sediment compaction, *Journal of Geophysical Research*, 95: 4481-4499.
- Araujo, M. & Suárez, G., 1994.** Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data. *Geophysical Journal International*, 116: 283-303.
- Armijo, R., Carey, E. & Cisternas, A., 1982.** The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82: 145-160.
- Assumpção, M., 1992.** The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11,889-11,903.
- Assumpção, M. & Araujo, M., 1993.** Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, 221: 475-496.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A. & Chauvin, A., 1996.** A paleomagnetic study along the south-eastern edge of the Altiplano-Puna: Neogene tectonic rotations. Accepted to *Journal of Geophysical Research*, Mars 1996 (Annexe 1.2).

Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J. & Tomasi, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, vol. XV: 73-114.

Baby, P., Sempéré, T., Oller, J., Barrios, L., Herail, G. & Marocco, R., 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le Sud de l'Altiplano bolivien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Ser.*, 2: 341-347.

Baby, P., G. Hérail, R. Salinas, and T. Sempéré, 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes: examples from the foreland thrust system of the Subandean belt of Bolivia, *Tectonics*, 11: 523-536.

Baby, P., T. Sempéré, J. Oller, J. Blanco, D. Zubieta, and G. Hérail, 1992. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe, *Tectonophysics*, 205: 155-169.

Bahlburg, H., 1990. The "Faja Eruptiva de la Puna Oriental" in the Northern Argentinian Puna revisited: Granitoïd emplacement in a late-ocloyic (?Silurian) sinistral strike-slip zone., *Decimo Primer Congreso Geológico Argentino*, San Juan. *Actas II*: 297-300

Bahlburg, H. & Breitzkreuz, C., 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4: 171-188.

Bally, A.W., 1981. Thoughts on the tectonics of folded belts. In McKlay, K.R and Price, N.J. (Eds), *Thrust and nappe in tectonics: Geological Society of London Special Publication*, 9: 13-32.

Barazangi, M. & Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.

Barazangi, M. & Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: Evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57: 537-555.

Beck, M.E., Jr., 1994. A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, 13: 215-224.

Beck, M.E., Rojas, C. & Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, v.21: 755-758.

Beck, M.E.J., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93: 1-11.

Beck, M.E.J., 1987. Tectonics rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited. *Geology*, 15: 806-808.

Beck, M.E.J., 1988. Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America, *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 39-52, 1988.

Beck, R.F., Richards, D.R., Sempere, T. & Marshall, L.G., 1995. Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia. *Geology*, v. 23: 799-802.

Bellier, O., Sébrier, M., Gasse, F., Fourtanier, E. & Robles, I., 1989. Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de la cordillère occidentale du Nord-Pérou. Les bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca). *Géodynamique*, 4 (2): 93-118.

Ben-Avraham, Z. & Nur, A., 1987. Effects of collisions at trenches on oceanic ridges and passive margins. *Geodynamic Series (A.G.U)*, v. 18: 9-18.

Besse, J., and V. Courtillot, 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma, *J. Geophys. Res.*, 96, 4029-4050.

Bevis, M. & Isacks, B.L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of the Benioff zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 89: 6153-6170.

Borradaile, G.J., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain, *Tectonophysics*, 138, 327-329.

Borradaile, G.J., 1988. Magnetic Susceptibility, petrofabric and strain- A review, *Tectonophysics*, 156, 1-20.

- Bossi, G.E., Muruaga, C.M., Sanagua, J.G., Hernando, A. & Ahumada, A.L., 1993.** Geología y estratigrafía de la cuenca neógena Santa María-Hualfin (deptos. Santa María y Belén, Provincia de Catamarca). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos., Actas T^oII: 156-165.
- Bossi, G.E., Villanueva García, A. & Sosa Gómez, J., 1989.** Revisión de la magnetostratigrafía del Neógeno del Bolsón de Fiambalá (prov. de Catamarca, Argentina): Transecta VI. Reunión Geotransectas América del Sur, Mar del Plata, Argentina: 146-150.
- Bossi, G.E., Ovejero, R. & Strecker, M., 1987.** Correlación entre los perfiles del Terciario Superior en la Puerta de Corral Quemado-Hualfin y de entre Ríos (Chiquimil), Provincia de Catamarca, Argentina., Decimo congreso geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas II: 117-120
- Bossi, G.E. & Palma, R.M., 1982.** Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina., Quinto Congreso Latinoamericano de Geología Argentina. Actas I: 155-172
- Bott, M.H.P., 1959.** The Mechanics of Oblique Slip Faulting. *Geological Magazine*, XCVI: 109-117.
- Bourgeois, O., 1994.** Restauration numérique en plan de la déformation discontinue dans les domaines en compression. Application à la dépression Tadjik, Asie Centrale. *Mémoire de D.E.A.* (non publié), Rennes 1.
- Boyd, T.M., Snoke, J.A., Sacks, I.S. & Rodriguez, A.B., 1984.** High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74: 559-568.
- Butler, R., Marshall, L., Drake, R. & Curtis, G., 1984.** Magnetic polarity stratigraphy and K/Ar dating of Late Miocene and Early Pliocene continental deposits, Catamarca Province, NW Argentina. *Journal of Geology*, 92: 623-636.
- Cahill, T. & Isacks, B.L., 1992.** Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of geophysical research*, 97, N°B12: 17,503-17,529.
- Caminos, R., 1979.** Sierras Pampeanas noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja Y San Juan. In: T. G. Castellanos (Eds), *Geología regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba: 225-291.
- Cande, S.C., J.L. La Brecque, and W.F. Haxby, 1988.** Plate Kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to Present, *Journal of Geophysical Research*, 93, 13479-13492.
- Carey, E., 1979.** Recherche de directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geol. Dyn. Geophys.*, 21: 57-66.
- Carey, E. & Brunier, B., 1974.** Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 279: 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. & Vergely, P., 1992.** Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in terms of stress; the right dihedral method, use and pitfalls. *Annales Tectonicae*, Vol. VI, N. 1: 3-9.
- Carey, S.W., 1958a.** The tectonic approach to continental drift. in Carey, S.W., Eds. University of Tasmania Press, A symposium: Hobart, Tasmania:178-355.
- Carey, S.W., 1958b.** The Orocline Concept in Geotectonics. *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89: 255-288.
- Chase, C.G., 1978.** Plate kinematics: The Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 355-368.
- Chinn, D. & Isacks, B., 1983.** Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island arc. *Tectonics*, vol.2: 529-563.
- Cingolani, C.A., Cuerda, A.J. & Aceñolaza, F.G., 1992.** El Paleozoico Inferior sedimentario de Argentina y Chile. J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rabano (Eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. & Farrar, E., 1994.** Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences.*, Vol.7, N°2: 209-228.

Coat, I., 1991. Migration des pointés sismiques de profils de réflexion profonde SWAT. Apports à l'étude d'une zone polyorogénique. Thèse de troisième cycle, Université de Rennes 1, (non publié), 254 pages.

Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., McCourt, W. & Snelling, N.J., 1981. The geology of the western Cordillera of northern Peru. *Mem. Ins. Geol. Soc. London*, 5: 252 p.

Cobbold, P.R. and Davy, P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiments. 2. Central Asia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S.*, 14: 143-162.

Cobbold, P.R. & Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210: 255-271.

Cobbold, P.R., Sadybakasov, E. and Thomas, J.C., Sous Presse. Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien-Shan, Central Asia. In: F. Roure (Eds), *Geodynamic evolution of sedimentary basins*. Éditions Technip,

Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J., & Urreiztieta, M. de, 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. In: S. Cloetingh, W. Sassi, Horvath and C. Puigdefabregas (Eds.) *Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Evolution*. *Sedimentary Geology*, 86: 77-89. (Annexe 1.4).

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes in northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18: 303-332.

Coudert, L., Frappa, M., Viguié, C. & Arias, R., 1995. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin in Bolivia. *Tectonophysics*, 243: 277-292.

Cross, T.A. & Pilger, R.M., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 545-562.

Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, VOL.6, N°3: 249-260.

Dalmayrac, B., 1974. Un exemple de tectonique vivante: Les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, v.6: 19-27.

Dalmayrac, B., Laubacher, G. & Marocco, R., 1980. Géologie des Andes Péruviennes: caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M. Paris*, Vol. 122, 501p.

Dalmayrac, B. & Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55: 473-481.

Davy, P. & Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.

de Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal*, vol. 101: 425-478

de Wit, M.J., 1977. The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37: 53-81.

de Wit, M.J., 1990. Gondwana research: new breakthrough, old supercontinent. *South African Journal of Science*, 86: 479-483.

de Wit, M.J. & Ransome, G.D., 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. in: "Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa", De Wit & Ransome Eds., Balkema: 15-21.

Delakowitz, B., Höll, R., Hack, M., de Brodtkorb, M.K. & Stärk, H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4: 189-200.

Dewey, J.F., 1980. Episodicity sequence and style at convergent plate boundaries. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 20: 553-573.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, Vol. 7: 1123-1139.

- Dewey, J.F. & Bird, J.M., 1970.** Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75: 2625-2647.
- Dewey, J.F. & Lamb, S., 1992.** Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79-95.
- Dewey, J.F., Shackelton, R.M., Chengfa, C. & YiYin, S., 1988.** The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 327: 379-413.
- Dickson, G.O., Pitman, W.C., III & Heirtzler, J.R., 1968.** Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 73: 2087-2100.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. & Martinez, C., 1993.** A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *Journal of Geophysical Research*, VOL.98, B6: 9825-9844.
- England, P.C. & Houseman, G.A., 1988.** The mechanics of the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 326: 301-319.
- Erslev, E.A., 1986.** Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology*, v. 14: 259-262.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignières, M., 1981.** An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65.
- Etchecopar, A. & Mattauer, M., 1988.** Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8. tome IV: 289-302.
- Fleitout, L. & Froidevaux, C., 1982.** Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1: 21-56.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E.J. & Hartley, A.J., 1993.** Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America bulletin*, v. 105: 603-617.
- Forsythe, R., and L. Chisholm, 1994.** Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the North Chilean Coast Ranges, *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 279-295.
- Forsyth, D. & Uyeda, S., 1975.** On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43: 163-200.
- Francis, P.W. & Hawkesworth, C.J., 1994.** Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 151: 845-854.
- Françolin, J.B.L., 199.** Analyse structurale du Bassin de Rio Do Peixe, (Brésil). Thèse de troisième cycle, Université de Rennes 1, 250 pages. Mémoires de Géosciences Rennes n° 46.
- Froidevaux, C. & Isacks, B.L., 1984.** The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 305-314.
- Froidevaux, C. & Ricard, Y., 1987.** Tectonic evolution of high plateaus. *Tectonophysics*, 134: 227-238.
- Galliski, M.A. & Viramonte, J.G., 1988.** The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 329-342.
- Gansser, A., 1973.** Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London*, 129: 93-131.
- Gapais, D., Fiquet, G. & Cobbold, P.R., 1991.** Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane-strain sandbox experiments. *Tectonophysics*, 188: 143-157.
- Garrasino, C.A.F., 1985.** El basamento del noroeste argentino. *Boletín de Información Petrolera*, Diciembre de 1985: 18-41.
- Gavriloff, I.C. & Bossi, G.E., 1982.** Las facies lacustres de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno Medio), NO Argentino y su relación con la ingresión marina paranaense., VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios 1: 78-87
- Gephart, J.W., 1994.** Topography and subduction geometry in the Central Andes: clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical research*, VOL. 99: 12,279-12,288.

González Bonorino, F., 1950a. Algunos problemas geológicos de Las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, V: 81-110.

González Bonorino, F., 1950b. Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgala), Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. Dirección General de Industria Minera, Buenos Aires.

González, O.E. & Barrañeda, O., 1993. Geología y estructura de las Nacientes del Río Amaicha y el Infiernillo, Provincia de Tucumán., XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas T^oIII: 72-81.

Grange, F., Cunningham, P., Hatzfeld, D., Roecker, S.W., Molnar, P., Rodrigues, A., Suarez, G. & Ocala, L., 1984. Tectonic implications of the micro-earthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res.*, 89: 6139-6152.

Grier, M.E. & Dallmeyer, R.D., 1990. Age of the Payogastilla Group: implication for foreland basin development, NW Argentina. *J. South. Amer. Earth Sci.*, 3: 269-278.

Grier, M.E., Salfity, J.A. & Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, No.4: 351-372.

Gripp, A.E. & Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17: 1109-1112.

Grocott, J., G.K. Taylor, P.J. Treloar, and J. Wilson, 1994. Magmatic arc fault systems and the emplacement of mesozoic plutonic complexes in Northern Chile, 7° Congreso Geológico Chileno, II, 1360-1364.

Gubbels, T.L., B.L. I. & Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, v.21: 695-698.

Hamilton, N., and A.I. Rees, 1970. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation, in *Palaeogeophysics*, edited by S. K. Runcorn, pp. 445-463, Oxford.

Hasegawa, A. & Sacks, I.S., 1981. Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, 86: 4971-4980.

Hilton, D.R., Hammerschmidt, K., Teufel, S. & Friedrichsen, H., 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 265-282.

Hoke, L., Hilton, D.R., Lamb, S.H., Hammerschmidt, K. & Friedrichsen, H., 1994. 3He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 341-355.

Introcaso, A. & Pacino, M.C., 1987. Modelo gravimétrico Andino asociado con subducción en las proximidades de la latitud 24°25' Sur., Decimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas II: 305-308

Introcaso, A., Pacino, M.C. & Fraga, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics*, 205: Sous Presse.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.

Isacks, B.L. & Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In Isacks, B.L. and Barazangi, M., (Eds) *Ewing Ser., American Geophysical Union*, Washington, D.C.: 99-114.

Isacks, B.L. & Molnar, P., 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Review of Geophysics*, 9: 103-174.

Jaillard, E., 1993. The Cretaceous to Early Paleocene tectonic evolution of the Central Andes and its geodynamic implications., *Second International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, (U.K.): 195-198

James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3325-3346.

- James, D.E. & Snoke, J.A., 1994.** Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru: Crust and uppermost mantle. *Journal of Geophysical Research*, VOL.99: 6899-6912.
- Jelinek, V., 1978.** Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Stud. Geophys. Geod*, 22, 50-62.
- Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnsson, P.A. & Naeser, C.W., 1986.** Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. In: P.A. Allen, P. Homewood (Eds), *Foreland Basins*. Blackwell Scientific Publications, 8: 223-235.
- Jordan, T.E. & Allmendinger, R.W., 1986.** The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Earth Sciences*, 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. & Drake, R.E., 1993.** Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Jordan, T.E. & Alonso, R.N., 1987.** Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountain, 20°-28° South latitude. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 71: 49-64.
- Jordan, T.E., Flemings, P.B. & Beer, J.A., 1988.** Dating Thrust-fault activity by use of foreland basin strata. In: K.L. Kleinspehn and C. Paola (Eds.) *Springer-Verlag*, New York: 27 p.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. & Ando, C.J., 1983a.** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, v.94: 341-361.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Ramos, V. & Allmendinger, R.W., 1983b.** Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983: 20-26.
- Jordan, T.E., Zeitler, P., Ramos, V. & Gleadow, A.J.W., 1989.** Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 207-222.
- Kamb, W.B., 1959.** Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research*, 64: 1891-1909.
- Kennan, L., Lamb, S. & Rundle, C., 1995.** K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8: 163 - 186.
- Kirschvink, J.L., 1980.** The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Klootwijk, C.T., Conaghan, P.J. and Powell, C.M., 1985.** The Himalayan Arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 167-183.
- Kissel, C., E. Barrier, C. Laj, and T.Q. Lee, 1986.** Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones, *Tectonics*, 5, 769-781.
- Kono, M., Heki, K. & Hamano, Y., 1985.** Paleomagnetic study of the central Andes: Counterclockwise rotation of the Peruvian block. *J. Geodyn.*, 2: 193-209.
- Lamarche, G., and P. Rochette, 1987.** Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates, *Tectonophysics*, 139, 285-293.
- Le Corre, C.A. & Rossello, E.A., 1994.** Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7: 301-308.
- Le Pichon, X. & Hayes, D.E., 1971.** Marginal offsets, Fracture zones, and the Early opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 76: 6283-6293.
- Li, C. & Clark, A.L., 1994.** Tectonic effects of the subducting Nazca ridge on the southern Peru continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 11: 575-586.
- Linares, E. and González, R.R., 1990.** Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires, 630 pages.

- Lowell, J.D., 1995.** Mechanics of basin inversion from worldwide examples. In: J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Eds), Basin Inversion. Geological Society, London, n° 88: 39-57.
- Lyon-Caen, H., Molnar, P. & Suárez, G., 1985.** Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 81-92.
- MacFadden, B.J., Anaya, F. & Swisher III, C.C., 1995.** Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 100: 8153-8167.
- Mahlburg Kay, S., 1987.** Probing the evolving andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol.92: 6173-6189.
- Mahlburg kay, S., Coira, B. & Viramonte, J., 1994.** Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, VOL.99: 24,323-24,339.
- Mahlburg Kay, S., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. & Gordillo, C.E., 1988.** Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, N°1: 21-28.
- Mahlburg Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V.A. & Munizaga, F., 1991.** Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). In: Harmon, R.S. and Rapela, C.W. (Eds.) *Geological Society of America Special Papers*, 265: 113-137.
- Malizia, D.C., 1988.** Características sedimentológicas del ciclo Neógeno de Sierras Pampeanas., II Reunión Argentina de sedimentología., Actas I: 155-159.
- Malizia, D.C., 1993.** Ambiente de playa de bolsón en una secuencia neógena de antepaís del noroeste argentino. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H., Strecker, M.R. & Tabbutt, Y.K., 1989.** Sedimentología, cronología e historia tectónica del Neogeno del Campo de Talampaya, provincia de La Rioja, Argentina., Reunión Geotransectas America del Sur, Mar del Plata, Argentina: 136-140
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. & Tabutt, K.D., 1995.** Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology*, 96: 231 - 255.
- Marquillas, R. & Salfity, J.A., 1988.** Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. in Marquillas, R. and Salfity, J.A., (Eds.) *Lecture Notes in Earth Sciences*: 119-136.
- Marrett, R.A., 1990.** The late Cenozoic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes, Ph.D. Thesis, Ithaca, New York, Cornell University (unpubl.), pp. 365.
- Marret, R.A., Allmendinger, R.W., 1990.** Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 12: 973-986.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. & Drake, R.E., 1994.** Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.7, N°2: 179-207.
- Marschall, L.G. & Patterson, B., 1981.** Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the Valle de Santa María and Rio Corral Quemado, Catamarca Province. *Fieldiana-Geology*, n.s. no.9: 1-80.
- Martin, K. & Hartnady, J., 1986.** Plate tectonic development of the Southeast Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 91: 4767-4786.
- Martin, K., Hartnady, J. & Goodlad, W., 1981.** A revised fit of South America and South Central Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 54: 293-305.
- Martinod, D., 1991.** Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). Thèse de troisième cycle, Université de Rennes 1, 283 pages. Mémoires de Géosciences Rennes n° 44.

- Martinod, J. & Davy, P., 1992.** Periodic Instabilities During Compression or Extension of the Lithosphere 1. Deformation Modes From an Analytical Perturbation Method. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 97: 1999-2014.
- Mattauer, M., 1986.** Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. in: *Collision Tectonics*, M.P. Coward and A.C. Ries, (Eds.), Geological Society Special Publications, 19: 37-50.
- McKenzie, D., & Jackson, J., 1983.** The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 65: 182-202.
- Mégard, F., 1984.** The andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journ. Geol. Soc. London*, 141: 893-900.
- Mégard, F., Noble, D.C., McKee, E.K. & Bellon, H., 1984.** Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin. Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1108-1117.
- Mégard, F. & Philip, H., 1976.** Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 33: 231-238.
- Meijer, P.T. and Wortel, M.J.R., 1992.** The dynamics of motion of the South American Plate. *Journal of Geophysical Research*, VOL.97, NO.B8: 11,915-11,931.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. & Viera, V., 1973.** Faja eruptiva de la Puna Oriental. *Actas. V Congreso Geológico Argentino, Bahia Blanca*, 4: 89-100.
- Mercier, J.L., 1981.** Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru - north Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond*, A300: 337-355.
- Mercier, J.L., Sebrier, M., Lavenue, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F. & Machare, J., 1992.** Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type: The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11,945-11,982.
- Meyer, V., Gapais, D., Cobbold, P.R. & Marquer, D., 1991.** Interpretation of fault sets in term of bulk deformation. 2. Some practical aspects from brittle to ductile environments in "the geometry of naturally deformed rocks". *Mitt. aus den Geol. Inst. ETH Zürich Neue Folge*, 239b: 191 (Abstract.).
- Milani, E.J., 1992.** Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. in: "Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa", De Wit & Ransome (Eds.), Balkema, 101-108.
- Minster, J.B. & Jordan, T.H., 1978.** Present Day Plate Motion. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 83: 5331-5354.
- Minster, J.P., Jordan, T.H.P., Molnar, P. & Hains, E., 1974.** Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 36: 541-576.
- Mitra, S. & Namson, J., 1989.** Equal-area balancing. *American Journal of Science*, Vol.289: 563-599.
- Molnar, P. & Atwater, T., 1978.** Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 330-340.
- Molnar, P., England, P. & Martinod, J., 1993.** Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31, 4: 357-396.
- Molnar, P. & Lyon-Caen, H., 1988.** Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. *Special Papers Geological Society of America*, 218: 179-207.
- Mon, R., 1976.** La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincia de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Rev. Assoc. Geol. Argentina*, XXXI: 65-72.
- Mon, R., 1979.** Esquema tectónico de Los Andes del Norte Argentino. *Rev. Assoc. Geol. Argentina*, XXXIV: 53-60.

Mon, R., 1993. Influencia de la orogenesis Oclógica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el Noroeste Argentino., XII Congreso Geológico Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas T°III: 65-71

Mon, R., Hongn, F. & Mena, R., 1989. Aportes al conocimiento de la tectónica Andina a lo largo del paralelo 26°30' latitud Sur., Reunión Geotranssectas América del Sur, Mar del Plata, Argentina: 73-77

Mon, R., Pomposiello, M.C. & Díaz, M.T., 1990. Estructura de la cuenca de Tucumán de acuerdo a investigaciones gravimétricas., Decimo Primer Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas I: 251-254

Mpodozis, C. & Allmendinger, R.W., 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, Northern Chile (27°). Geological Society of America Bulletin, v.105: 1462-1477.

Mpodozis, C., N. Marinovic, and I. Smoje, 1993. Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, Northern Chile, second International Symposium on Andean Geodynamics, 225-228.

Mpodozis, C. & Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In "Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources", Ericksen, G.E. et al., (Eds.) Earth Science Series, 11: 59-90.

Naar, W. & Suppe, J., 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. American Journal of Science, Vol. 294: 802-860.

Noble, D.C. & McKee, E.H., 1977. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: comment. Geology, 5: 576-578.

Norabuena, E.O., Snoke, J.A. & James, D.E., 1994. Structure of the subducting Nazca plate beneath Peru. Journal of Geophysical Research, VOL.99: 9215-9226.

Nürnberg, D. & Müller, D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. Tectonophysics, 191: 27-53.

Pardo-Casas, F. & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6: 233-248.

Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien). Leipzig, Germany: Abhandlungen Mathematisch-Physikalische Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, v. 27: 420 pages.

Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surface in brittle rocks. Journal of Structural Geology, 9: 597-608.

Pfiffner, O.A. & Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientation from fault, twin and earthquake data. Annales Tectonicae, 1: 48-57.

Pilger, R.H., 1983. Kinematics of the south american subduction from global plate reconstructions. American Geophysical Union Geodynamic series, 9: 113-125.

Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. J. Geol. Soc. London, 141: 793-802.

Platt, J.P., 1993. Mechanics of oblique convergence. Journal of Geophysical Research, Vol. 98: 16,239-16,256.

Rabinowitz, P.D. & Labrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research, VOL. 84: 5973-6002.

Ramos, V.A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-early Paleozoic; A collisional history of southern South America. Episodes, 11: 168-174.

Ramos, V.A., 1988b. The tectonics of the central Andes; 30° to 33° S latitude. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 218: 31-54.

Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S Latitude).

Ramos, V.A. & Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. Geological Society of America Special Paper, 265: 79-91.

- Ramos, V.A. & others., a.6., 1986.** Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Ranalli, G. & Murphy, D.C., 1987.** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Re, G.H. & Barredo, S.P., 1993.** Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48: 241-246.
- Regnier, M., Chiu, J.M., Smalley, R., Isacks, B.L. & Araujo, M., 1994.** Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84: 1097-1111.
- Reutter, K.J., Giese, P., Götze, H.J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G. & Wigger, P., 1988.** Structures and crustal development of the central Andes between 21° and 25°S. Springer-Verlag, Vol. 17.
- Reutter, K.J. & Scheuber, E., 1988.** Relation between tectonics and magmatism in the Andes of northern Chile and adjacent areas between 21° and 25° S., V Congreso Geológico, Santiago. Tomo I: 345-363
- Reutter, K.J., Scheuber, E. & Helmcke, D., 1991.** Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacement in the Precordillera of northern Chile. *Geol. Rund.*, 80: 135-153.
- Reynolds, J.H., 1987a.** Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27°S-35°S) of western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Ph.D. Thesis. Unpublished., Dartmouth College, Hanover, New Hampshire.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E. & Johnson, N.M., 1987b.** Cronología Neogénica y velocidad de sedimentación en la cuenca de La Troya, La Rioja., Decimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. *Actas II*: 109-112
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M., Damanti, J.F. & Tabbutt, K.D., 1990.** Neogene deformation of the flat-subduction of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102: 1607-1622.
- Riccardi, A.C., 1988.** The Cretaceous System of Southern South America. *The Geological Society of America Memoir*, 168: 1-143.
- Richardson, R.M. & Coblenz, D.D., 1994.** Stress modeling in the Andes: Constraints on the South American intraplate stress magnitudes. *Journal of Geophysical Research* 99: 22,015-22,025.
- Riley, P.D., M.E.J. Beck, R.F. Burmester, C. Mpodozis, & A. Garcia, 1993.** Paleomagnetic evidence of vertical axis block rotations from the mesozoic of northern Chile, *Journal of Geophysical Research*, 98, 8321-8333.
- Rochette, P., & P. Vialon, 1984.** Development of planar and linear fabrics in dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control, *Journal of Structural Geology*, 6, 33-38.
- Rochette, P., M. Jackson, & C. Aubourg, 1988.** Rock Magnetism and the interpretation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility, *Reviews of Geophysics*, 30, 209-226, 1992.
- Roeder, D., Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, 7, 23-39, 1988.
- Rojas, C., Beck, M.E., Burmester, R.F., Cembrano, J. & Hervé, F., 1994.** Paleomagnetism of the Mid-Tertiary Ayacura Formation, southern Chile: Counterclockwise rotation in a dextral shear zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.7: 45-56.
- Roperch, P. & Carlier, G., 1992.** Paleomagnetism of Mesozoic Rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of Rotations in the development of the Bolivian Orocline. *Journal of Geological research*, 97, N°B12: 17,233-17,249.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbol, P.R., & Urreiztieta, M. de, 1995.** El límite entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Andes Centrales de Argentina): Consecuencias tectónicas y topográficas regionales. IX° Congreso Latino Americano de Geología, CARACAS (Venezuela), November. (Annexe 1.3).

- Rouby, D., 1994.** Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthodes et applications. Thèse de troisième cycle, Université de Rennes 1, 226 pages. Mémoires de Géosciences Rennes n° 58.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, S., Coehlo, D. & Ricci, J.A., 1993.** Least-square palinspastic restoration of regions of normal faulting-application to the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 221: 439-452.
- Royden, L.H., 1993.** The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, VOL. 12, N°2: 303-325.
- Ruiz Huidorbro, O.J., 1972.** Descripción geológica de la Hoja 11e, Santa Maria, Provincia de Catamarca y Tucumán., Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires
- Salfity, J.A., 1982.** Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico)., Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina. Actas, 1: 11-26
- Scheepers, P.J.J., & C.G. Langereis, 1994.** Magnetic fabric of Pleistocene clays from the Tyrrhenian arc: A magnetic lineation induced in the final stage of the middle Pleistocene compressive event, *Tectonics*, 13, 1190.
- Scheidegger, A.E., 1965.** On the statistics of the orientation of bedding planes. Grain axes and similar sedimentological data. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper., 525-C: 164-167.
- Schmitz, M., 1994.** A balanced model for the Central Andes. *Tectonics*, VOL.13, N°2: 484-492.
- Sébrier M., Mercier J.L., Mégard F., Laubacher G. & Carey-Gailhardis E., 1985.** Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru. *Tectonics*, 4: 739-780.
- Sébrier, M., Lavenue, A., Fornari, M., Soulas, J.P., 1988a.** Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia, and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique* 3 (1-2):85-106.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J. & Blanc, J.L., 1988b.** The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The andes of Central Peru. *Tectonics*, VOL.7: 895-928.
- Sébrier, M., & P. Soler, 1991.** Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from upper Oligocene to present, Geological Society of America, Special Paper 265 "Andean magmatism and its tectonic setting", 259-278.
- Sheffels, B., 1990.** Lower bound on the amount of crustal shortening in the bolivian Andes. *Geology*, 18: 812-815.
- Sheffels, B.M., 1995.** Is the bend of the bolivian Andes an orocline? In: R.S. A.J. Tankard and H.J. Welsink (Eds), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 511-522.
- Shemenda, A.I., 1993.** Subduction of lithosphere and back-arc dynamics: insights from physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 98: 16,167-16,185.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R., 1994.** Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of Central Chile. *Geology*, v.22: 551-554.
- Smalley, R.F. & Isacks, B.L., 1987.** A high resolution local network study of the Nazca plate Wadatti-Bénioff zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 92: 13,093-13,912.
- Snyder, D., Ramos, V.A. & Allmendinger, R.W., 1990.** Thick skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. *Tectonics*, 9: 773-788.
- Soler, P. & Bonhomme, M.G., 1990.** Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. In: Kay, S.M., and Rapela C.W. (Eds.), *Special papers of the Geological Society of America*, v. 241: 173-192.
- Sosa Gomez, J. & Miserendino Fuentes, A., 1993.** Evolución diacrónica en dos cuencas del antepaís andino: Grupos Santa Maria y Payogastilla. N.O. Argentino., Cuarta Reunión de Sedimentología, Actas I: 183-190
- Sosic, M.V.J., 1972.** Descripción geológica de la Hoja 14d, Tinogasta, Provincia de Catamarca y La Rioja., Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.
- Sosic, M.V.J., 1973.** Descripción geológica de la Hoja 14e, Salar de Pipanaco, Provincia de Catamarca y La Rioja., Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.

- Stauder, W., 1973.** Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, 78: 5033-5061.
- Stauder, W., 1975.** Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1053-1064.
- Stefanick, M. & Jurdy, D.M., 1992.** Stress Observations and Driving Force Models for the South American Plate. *Journal of Geophysical Research*, VOL.97,NºB8: 11,905-11,913.
- Stein, S., Engeln, J.E., de Meto, C., Gordan, R.G., Woods, D.R., Lundgren, P., Argus, D., Quibble, D., Stein, C., Weistein, S. & Wiens, D.A., 1986.** The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 Chilean earthquake. *Geophysical Research Letters*, 13: 713-716.
- Stelzner, A., 1923.** Contribuciones a la geología de la República Argentina, con la parte limitrofe de los Andes Chilenos entre los 32 y 33° S. VIII Actas Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Strecker, M.R., 1987.** Late Cenozoic landscape development, the Santa María valley, Northwest Argentina. Ph.D. Thesis, Faculty of the Graduate School of Cornell University.
- Strecker, M.R., Bloom, A.L., Malizzia, D., Cervený, P., Bossi, G., Bense, C. & García, A.V., 1987.** Nuevo datos neotectónicos sobre Las Sierras Pampeanas septentrionales (26°-27°S), República Argentina., Decimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas I: 231-234.
- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L. & Malizzia, D., 1989.** Late tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. *Tectonics*, 8, Nº3: 517-534.
- Suárez, G., Molnar, P. & Burchfiel, B., 1983.** Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia. *Journal of Geophysical Research*, 88: 10,403-10,428.
- Sun, J. & Murrell, A.F., 1994.** On the growth and collapse of wide orogenic belts. *Geophysical Journal International*, 118: 255-268.
- Taboada, A., 1993.** Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of striations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Journal of Structural Geology*, Vol.15, Nº11: 1315-1330.
- Tabbutt, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E. & Cervený, P.F., 1987.** Edades nuevas por método de fisión de tobas Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera de Argentina. X Congr. Geol. Argent., Tucumán.
- Tankard, A.J., M.A., Uliana, H.J., Welsink, V.A., Ramos, et al., 1995.** Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana. In: J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink (Eds), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*: 5-52.
- Tapponnier, P. & Molnar, P., 1976.** Slip-line theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, Vol.264: 319-324.
- Tapponnier, P., Peltzer, G. & Armijo, R., 1986.** On the mechanics of the collision between India and Asia. In: M. P. C. a. A. C. Ries (Eds), *Collision Tectonics*. Geological Society of London Special Publications, 115-157.
- Tauxe, L., & D.V. Kent, 1984.** Properties of a detrital remanence carried by hæmatite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 543-561.
- Thomas, J.C., 1993.** Cinématique tertiaire et rotation de blocs dans l'Ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Thèse de troisième cycle, Rennes 1, 330 pages. Mémoires de Géosciences Rennes nº 53.
- Thomas, J.C., Chauvin, A., Gapais, D., Bazhenov, M.L., Perroud, H., Cobbold, P.R. & Burtman, V.S., 1994.** Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression (Central Asia). *Journal of Geophysical Research*, VOL. 99: 15,141-15,160.
- Thomas, J.C., Perroud, H., Cobbold, P.R., Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Chauvin, A. & Sadybakasov, E., 1993.** A paleomagnetic study of Tertiary Formations from the Kyrgyz Tien-Shan and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, Vol.98: 9571-9589.

Toselli, A.J., Dalla Salda, L. & Caminos, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior de Argentina. in Toselli, A.J., Dalla Salda, L. and Caminos, R., (Eds.) Universidad de Extremadura: 279-309.

Turner, J.C., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. *Geologische Rundschau*, v. 59: 1028-1063.

Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la hoja 11d, Laguna Blanca, Provincia de Catamarca, Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín, v. 142:70 p.

Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdan, J.J. & Peroni, G.O., 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. In: J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Eds), Basin Inversion. Geological Society, London, n° 88: 211-233.

Uliana, M.A. & Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 172-190.

Uliana, M.A., Biddle, K.T. & Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the Formation of Argentine sedimentary basins. *AAPG Memoir*, vol.46: 599-614.

Unger, J.D., 1986. A microcomputer program to migrate line drawing if seismic reflection sections. in Unger, J.D., (Eds.) U.S. Geological Survey, Open File Preliminary Report n° 86-286: 14 p.

Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. & Rossello, E., 1995. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, NW Argentina. *Tectonophysics*, VOL. 254: 17-39. (Annexe 1.1).

Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A., Gapais, D., Le Corre, C. & Cobbold, P.R., 1993. Neogene Dextral Transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina). Second International Symposium on Andean Geodynamics, OXFORD (U. K.).

Uyeda, S., 1987. Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Geodynamic Series (A.G.U)*, v. 18: 1-7.

Uyeda, S. & Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical research*, Vol.84: 1049-1060.

Valencio, D.A., J.E. Mendía, A. Giudici, & J.O. Gascon, 1977. Palaeomagnetism of the Cretaceous Pirgua Subgroup (Argentina) and the age of the opening of the South Atlantic, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51, 47-58.

Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. & Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna Plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, v.23: 145-148.

Vujovich, G., Miller, H. & Ramos, V.A., 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas terrane, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7: 309-323.

Walker, J.A., Moulds, T.N., Zentilli, M. & Feigenson, M.D., 1991. Spatial and temporal variations in volcanics of the Andean Central Volcanic Zone (26 to 28°S). In: Harmon, R.S., Rapela, C.W., Geological Society of America Special Papers, 265: 139-155.

Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Geology*, 59: 118-130.

Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D. & Dewey, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 9-21.

Wdowinski, S. & Bock, Y., 1994a. The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus 1. Model, numerical analysis, and general results. *Journal of Geophysical Research*, VOL.99: 7103-7119.

Wdowinski, S. & Bock, Y., 1994b. The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus 2. Application to the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, VOL.99: 7121-7130.

Whitman, D., 1994. Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland. *Journal of Geophysical Research*, VOL.99: 15,277-15,289.

- Whitman, D., Isacks, B.L., Chalelain, J.L., Chiu, J.M. & Perez, A., 1992.** Attenuation of High-Frequency Seismic Waves Beneath the Central Andean Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 97: 19,929-19,947.
- Whittaker, A., Bott, M.H.P. & Waghorn, G.D., 1992.** Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins. *Journal of Geophysical Research*., VOL.97, NO.B8: 11,933-11,944.
- Wortel, M., 1984.** Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc. London*, Vol.141: 783-791.
- Yamaoka, K.Y., Fukao, Y. & Kumazawa, M., 1986.** Spherical shell tectonics: Effects of sphericity and inextensibility on the geometry of descending lithosphere. *Rev. Geophys.*, 24: 27-55.
- Zandt, G., Velasco, A.A. & Beck, S.L., 1994.** Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, v. 22: 1003-1006
- Ziegler, A.M., Barret, S.F. & Scotese, C.R., 1981.** Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A301: 253-264.
- Zoback, M.L., 1992.** First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, VOL.97, N°B8: 11,703-11,728.

Planches hors-texte

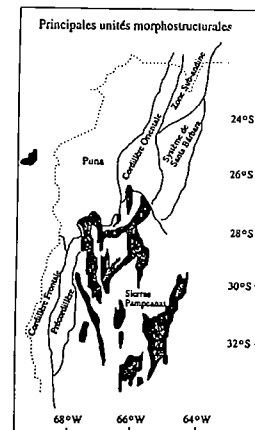
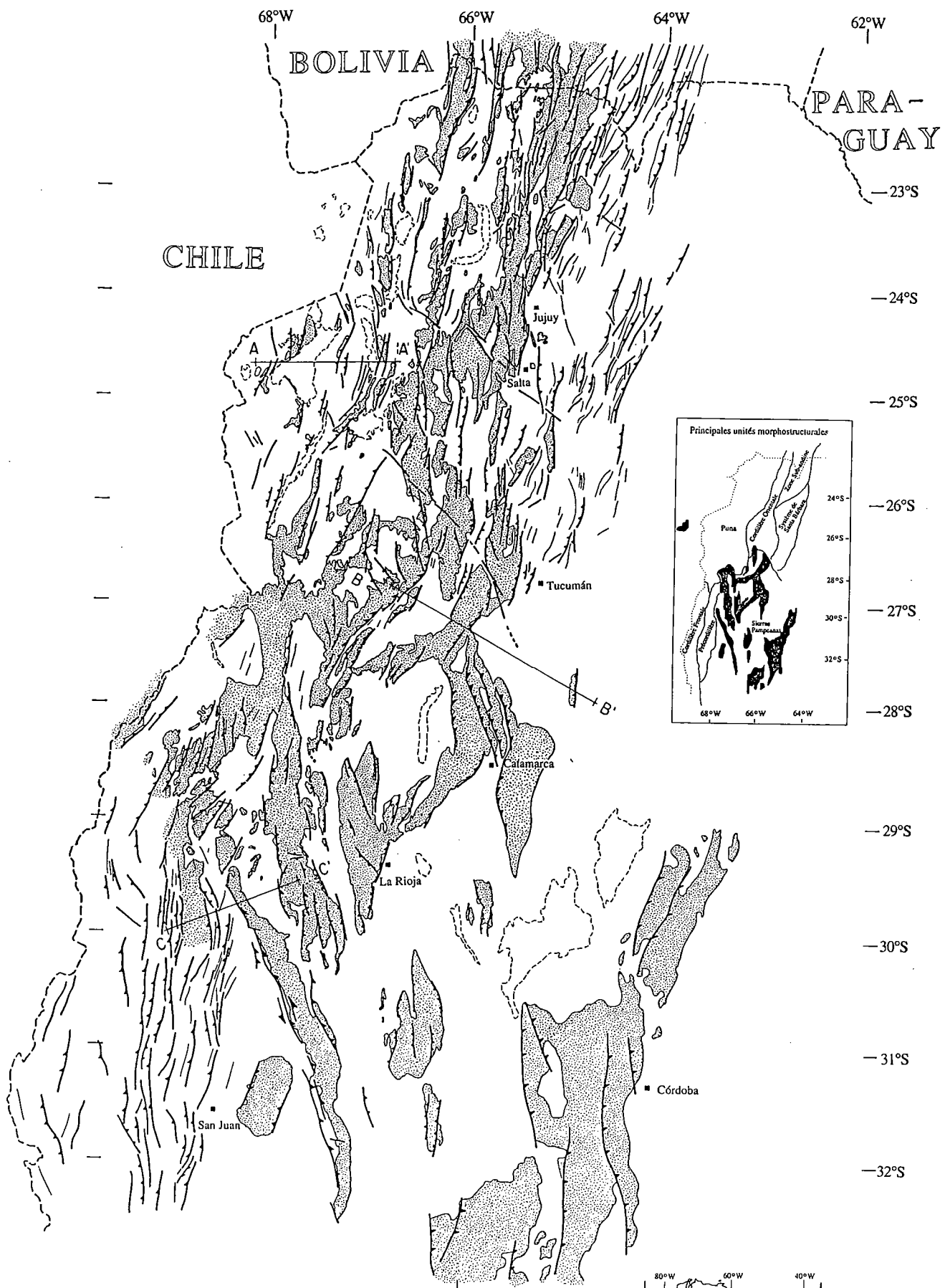


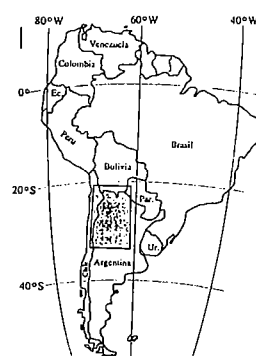
PLANCHE HORS-TEXTE N°1.
SCHEMA STRUCTURAL DU NORD OUEST ARGENTIN.

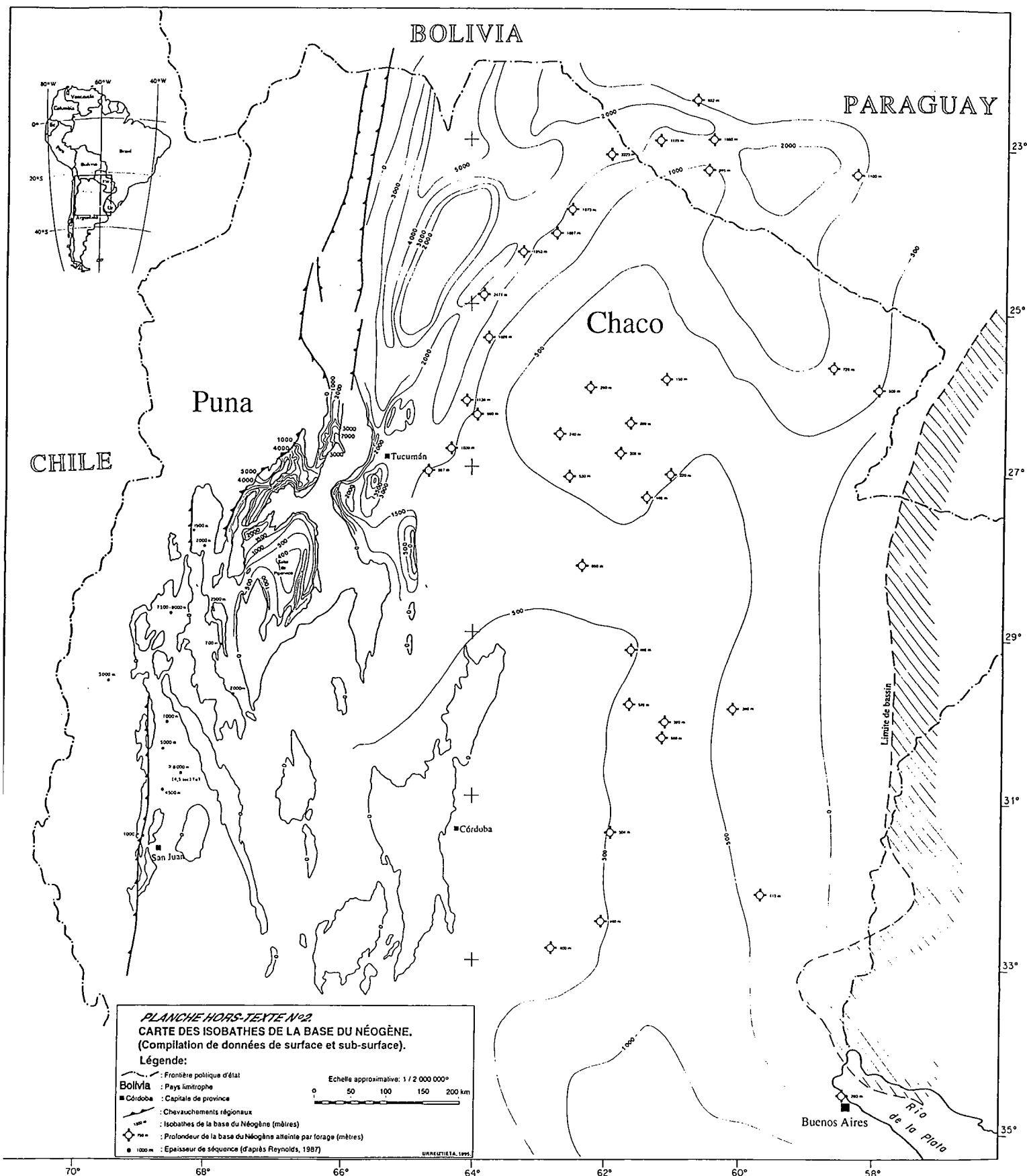
Légende:

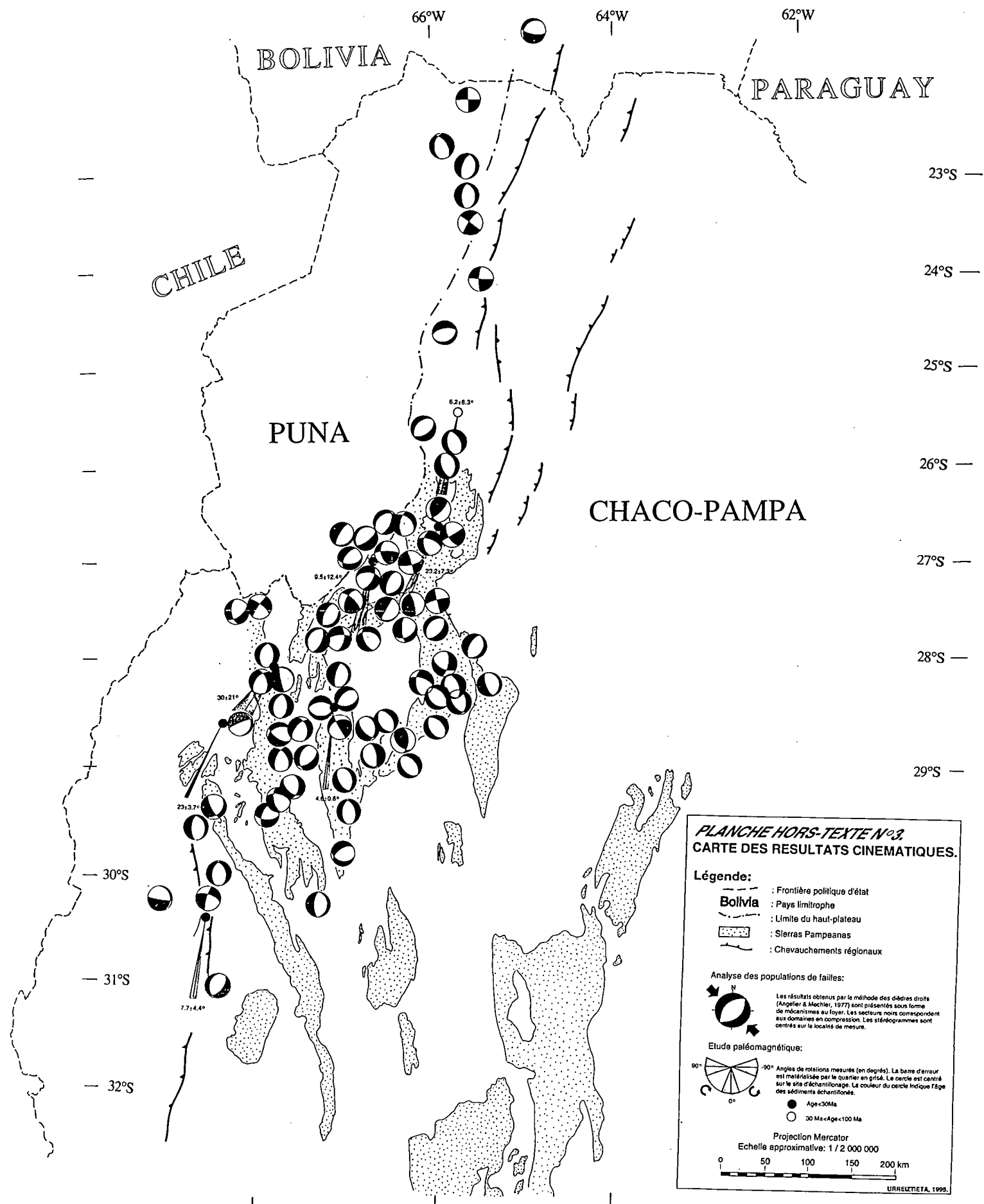
- : Frontière politique d'état
- Bolivia** : Pays limitrophe
- Catamarca: Capitale de province politique
- - - : Salars
- [Stippled Box] : Socle anté-carbonifère
- - - : Chevauchements régionaux
- - - : Axes de plis

Projection Mercator
 Echelle approximative: 1 / 2 000 000

URREUTIA, 1995







MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **Epuisé**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1,9-2,4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **Epuisé**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A.). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEACH - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). 130F.

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.
- N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaire, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaire). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.

N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.

N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmesssa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.

N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Mémoires de Géosciences - RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Résumé:

Les Andes constituent l'une des plus hautes chaînes de montagnes du globe et se développent en contexte de marge active, à l'aplomb de la zone de subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale sud-américaine. Dans les Andes centrales, le développement de l'Altiplano-Puna apparaît en contexte non collisionnel. La convergence oblique de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud contribue à segmenter la chaîne andine du Nord au Sud en secteurs marqués par des conditions cinématiques différentes et séparés par des zones de transfert. L'Altiplano-Puna est limité au Sud par la zone de transfert de Tucumán (TTZ). Cette transition entre la Puna et les Sierras Pampeanas (27°S) coïncide avec (1) un rétrécissement de la haute chaîne, (2) une réduction de l'inclinaison de la subduction et (3) une lacune de volcanisme cénozoïque entre 27°S et 33°S. Les Sierras Pampeanas sont formées d'une alternance de chaînons de socle cristallin et de bassins continentaux compressifs d'âge néogène. L'étude structurale et cinématique de la région (analyse des populations de failles) est complétée par une étude paléomagnétique et par la restauration numérique en carte. Cette étude montre (1) une composante décrochante dextre le long de la TTZ à laquelle sont associées des rotations horaires de blocs, et (2) la superposition de deux champs de déformation. Le raccourcissement NO-SE traduit un effet local du plateau et compatible avec le décrochement dextre le long de la TTZ, et le raccourcissement E-O est parallèle à la convergence. La zone transpressive dextre accommode (1) les variations d'épaississement crustal entre la Puna et les Sierras Pampeanas et (2) les changements de style structural dans l'avant-pays andin entre la zone plissée sub-andine et la tectonique de socle dans les Sierras Pampeanas. Le degré de déformation interne des bassins, l'épaisseur des dépôts et la quantité de raccourcissement augmentent depuis l'avant-pays vers la Puna. Ceci indique que les bassins compressifs contribuent de façon non négligeable à l'épaississement crustal. Les caractéristiques des dépôts détritiques traduisent l'accroissement de l'activité tectonique dans la région depuis 10Ma.

Mots clés: Andes centrales, Altiplano-Puna, cinématique, bassins compressifs.

Abstract:

The Andes are one of the highest and largest mountain ranges on Earth. They are the product of the oblique subduction of the oceanic Nazca plate beneath the continental South American plate. The plate convergence has been accommodated by subduction and the deformation of a zone, up to 700 km wide. In the central Andes there are remarkable variations in shape, trend amount of continental deformation and structural style. In general terms, segments can be defined with particular morphologies and patterns of deformation, which coincide with variations in the obliquity of the relative convergence vector with respect to the continental boundaries. This study of the southern boundary of the Altiplano-Puna (27°S), in the Central Andes, is based on field observations, fault population analysis, paleomagnetic results and a restoration in map view of the area. There the Tucumán Transfer Zone (TTZ) extending at the southern edge of the Puna is a major dextral transpressional zone. Across this 100 km wide zone, bloc rotations are shown by the paleomagnetic study. Regional kinematics reflect the superimposition of two main deformation fields: ENE-WSW to E-W subhorizontal shortening related to bulk convergence between Nazca and South America plates, and NW-SE subhorizontal shortening consistent with dextral wrenching along the TTZ and with southeastward expansion of the high plateau. The area consists of alternating Neogene compressional basins (ramp basins) and uplifted ranges of Pre-Mesozoic crystalline basement. Both, the amount of bulk strain and the overall depths of depocentres decrease from North to South. Basin maturity and amount of thickening seem thus strongly linked. Basement uplifts between basins are recorded by upward coarsening sedimentary sequences since Miocene times. Neogene thick-skin tectonics and basin development show an overall southeastward younging of deformation, and probably account for most of the crustal thickening at the edge of the Puna.

Key words: Central Andes, Altiplano-Puna, kinematics, compressive basins.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

3ème trimestre 1996

Résumé

Les Andes constituent l'une des plus hautes chaînes de montagnes du globe et se développent en contexte de marge active, à l'aplomb de la zone de subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale sud-américaine. Dans les Andes centrales, le développement de l'Altiplano-Puna apparaît en contexte non collisionnel. La convergence oblique de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud contribue à segmenter la chaîne andine du Nord au Sud en secteurs marqués par des conditions cinématiques différentes et séparés par des zones de transfert. L'altiplano-Puna est limité au Sud par la zone de transfert de Tucuman (TTZ). Cette transition entre la Puna et les Sierras Pampeanas (27°S) coïncide avec (1) un rétrécissement de la haute chaîne, (2) une réduction de l'inclinaison de la subduction et (3) une lacune de volcanisme cénozoïque entre 27°S et 33°S. Les Sierras Pampeanas sont formées d'une alternance de chaînons de socle cristallin et de bassins continentaux compressifs d'âge néogène. L'étude structurale et cinématique de la région (analyse des populations de failles) est complétée par une étude paléomagnétique et par la restauration numérique en carte. Cette étude montre (1) une composante décrochante dextre le long de la TTZ à laquelle sont associées des rotations horaires de blocs, et (2) la superposition de deux champs de déformation. Le raccourcissement NO-SE traduit un effet local du plateau et est compatible avec le décrochement dextre le long de la TTZ; le raccourcissement E-O est parallèle à la convergence. La zone transpressive dextre accommode (1) les variations d'épaississement crustal entre la Puna et les Sierras Pampeanas et (2) les changements de style structural dans l'avant-pays andin entre la zone plissée sub-andine et la tectonique de socle dans les Sierras Pampeanas. Le degré de déformation interne des bassins, l'épaisseur des dépôts et la quantité de raccourcissement augmentent depuis l'avant-pays vers la Puna. Ceci indique que les bassins compressifs contribuent de façon non négligeable à l'épaississement crustal. Les caractéristiques des dépôts détritiques traduisent l'accroissement de l'activité tectonique dans la région depuis 10 Ma.

Mots-clés :

Andes centrales, Altiplano-Puna, cinématique, bassins compressifs.